هيدرولوجية المياه الجوفية

تأليف

المهندس خليفة دراوكة

ماجستير في المياه الجوفية



دار البشير

هيدرولوجية المياه الجوفية

١٤٠٨ هـ - ١٩٨٨م

١. رقم الاجازة المتسلسل: ١٩٨٧/٤/٩٧.
٢ رقم الايداع لدى مديرية المكتبات والوثائق الوطنية (١٩٨٧/٤/١٤٨)
تاريخ تقديم المخطوطة ١٩٨٧/٤/١٦م

٥٥١،٤
خليفة درادكـــة
هيدرولوجية المياه الجوفية / خليفة درادكة
ـ عمان: دن، ١٩٨٧.
٤٣٠ ص
ر. أ (١٩٨٧/٤/١٤٨)
١ ـ المياه ـ تحليل أ ـ العنوان
(تمت الفهرسة بمعرفة مديرية المكتبات والوثائق الوطنية)

هيدرولوجية المياه الجوفية

تأليف

المهندس خليفة درادكة

ماجستير في المياه الجوفية

لقد تم طباعة هذا الكتاب بدعم وتمويل

من

مشـروع المساعـدات الفنية للقـطاع

الخاص (بيترا)

ونقابة المهندسين الاردنيين

بسم الله الرحمن الرحيم

﴿ وَإِنَّ مِنَ الْحِجَارَةِ لَمَا يَتَفَجَّرُ مِنْهُ الْأَنْهَارُ وَإِنَّ مِنْهَا لَمَا يَشَّقَّقُ فَيَخْرُجُ مِنْهُ الْمَاءُ ﴾

(صدق الله العظيم)

المُحْـــتَوَيَاتْ

الفصل الرابع «آبار المياه»

الفصل الخامس «هيدروليكية الآبار وتجارب الضخ»

الفصل السادس «شبكات الجريان والخرائط الهيدروجيولوجية»

الفصل السابع «مناسيب المياه الجوفية وإقتحام مياه البحر»

الفصل الثامن «التحري عن المياه الجوفية»

الفصل التاسع «التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية»

الفصل العاشر «نوعية المياه الجوفية»

الفصل الحادي عشر «مصادر المياه في الأردن»

شكر وتقدير

أتقدم بالشكر الجزيل إلى كل من ساهم بشكل مباشر أو غير مباشر بدعم هذا الكتاب ونشره وأخص بالذكر معالي الأستاذ حكمت الساكت وعطوفة الدكتور زياد فريز اللذين أوليا هذا الكتاب اهتماماً كبيراً وكان لهما الفضل في نشره. ولا أنسى أن أتقدم بالشكر الجزيل إلى الدكتور عبد القادر عابد من الجامعة الأردنية على ملاحظاته القيمة ومساهمته في تحسين الكتاب. والأخ عبد الرحمن المصري من مؤسسة عبد الحميد شومان الذي قام بمراجعة الكتاب لغوياً. والمهندس بدر حرز الله مدير دائرة مصادر المياه والمهندس محمد أبو طه رئيس قسم الينابيع في سلطة المياه والمهندس جميل وريكات مدير دائرة النقل في شركة الفوسفات والمهندس اسماعيل هاشم من سلطة المياه والمهندس عبد الإله الروسان رئيس شعبة هندسة المناجم والتعدين والجيولوجيا في نقابة المهندسين وكافة أعضاء مجلس نقابة المهندس الأردنيين وأمينها العام الذين قدموا دعمهم لهذا الكتاب. ولا يفوتني أن أتقدم بالشكر والعرفان إلى مشروع المساعدات الفنية للقطاع الخاص (بيترا) على تمويل طباعة هذا الكتاب ودعمه. جزاهم الله عني خيراً. وعلى الله قصد السبيل.

خليفة درادكة

مقدمة المؤلف

تعاني المكتبة العربية كما هو معروف من ندرة المراجع العلمية باللغة العربية، وبخاصة في مجال المياه الجوفية، التي اكتسبت في الوقت الحاضر أهمية خاصة وأصبحت من المسائل المهمة للغاية بعد أن اتضحت زيادة الحاجة إلى الماء، مما يدعو إلى ضرورة استثمار الموارد المائية بعناية وتعقل. ومساهمة مني في حملة تعريب التعليم العالي. يسعدني وبكل تواضع أن أقدم هذا الكتاب لأخواني الطلبة وزملائي المهندسين الجيولوجيين والمدنيين والمتخصصين بعلوم الهيدروليك والهيدرولوجي والزراعيين ومهندسي الصحة والري والغابات وميكانيكا التربة والمصادر المائية وجميع الأشخاص المسؤولين عن المياه والمهتمين، راجياً أن يصوبوا ما أخطأت ويعفوا عما هفوت وقد استندت عند تأليف هذا الكتاب إلى مصادر عديدة عربية وأجنبية ورد ذكرها تحت باب المراجع في نهاية الكتاب كما واقتبست بشكل أساسي من كتاب freeze 1979 و Bouwer 1978 و Walton 1970 و Erguvanli 1978 وبقية المراجع الأخرى ما رأيت فيه الفائدة للقارىء العربي. كما وضعت المرادفات العربية للمصطلحات الأجنبية التي وردت في الكتاب إضافة إلى معجم بها في نهاية الكتاب. راجياً الله أن يعم الخير على الجميع. وأكون ممن أسهموا في نقل الأمانة.

والله من وراء القصد.

خليفة درادكة





الماء هو مصدر الحياة على سطح الأرض، وهو رمز النقاء، وعنصراً من العناصر الأساسية لبقاء الكائنات الحية، كما أنه جزء لا يتجزأ من أنسجة النباتات والحيوانات، ومنظم درجة حرارة جسم الإنسان والحيوان. ويلعب دوراً بارزاً في كافة الأنشطة الاقتصادية ويشكل حجر الزاوية لخطط التنمية الزراعية والاقتصادية والاجتماعية لأي بلد.

وللمياه العذبة أهمية خاصة في استثمار الأراضي. وفي الوقت الحاضر تستخدم المياه الجوفية المعدنية والممعدنة على نطاق واسع في محطات الطاقة الحرارية والكهربائية ولأغراض العلاج الطبيعي.

وقد كتب الباحثون والمفكرون منذ أقدم العصور آراء ونظريات حول مصادر المياه، فقد اعتقد أرسطو أن المياه تتكاثف في مغارات في أعالي الجبال لتشكل الينابيع والأودية دائمة الجريان. واستمر الاعتقاد في أوروبا بأن القشرة الأرضية صلبة إلى حد لا تسمح بنفاذ شيء من مياه الأمطار إليها، وبأن مصدر الينابيع والأودية هو البحار والمحيطات. ولم يتجاوز تصور المجتمعات الأخرى عن طبيعة المياه حد السذاجة والبعد عن التفكير العلمي حتى نهاية القرن السابع عشر، حين أثبت بيير بارلو (١٦٠٨-١٦٨٠م) بالقياس أن قسماً كبيراً من مياه الأمطار يرشح إلى باطن الأرض ليشكل الأنهار والينابيع. ناهيك عن أن أحداً لم يذكر بأن البحار والمحيطات هي مصدر بخار الماء حتى القرن السابع عشر.

هكذا كانت اعتقادات الناس التي سجلت في مقدمات كتب الهيدرولوجيا.

إلا أن أحداً لم يشر إلى تصور المسلمين وتفكيرهم حول هذا الموضوع والذي سبق ما أثبته بارلو بأكثر من ألف عام. فالمسلمون ومنذ بداية نزول القرآن الكريم آمنوا بأن كل ما في الأرض من ماء مصدره السماء **﴿وهو الذي أنزل من السماء ماءً فسلكه ينابيع في الأرض﴾**. ومجموع الآيات الكريمة التي تشير إلى المياه إشارات عابرة أدت بهم إلى تصور شامل للدورة المائية. وقد قام العالم الفرنسي موريس بوكاي عام ١٩٧٨م بجمع بعض الآيات الكريمة التي تصف الدورة المائية وعرضها في كتابه «القرآن ـ الكتاب المقدس والعلم». وقد أعد المهندس اسماعيل هاشم من سلطة المياه بحثاً لم ينشر، عرض فيه تصوراً شاملاً للدورة المائية في أذهان المسلمين.

الفصل الأوّل

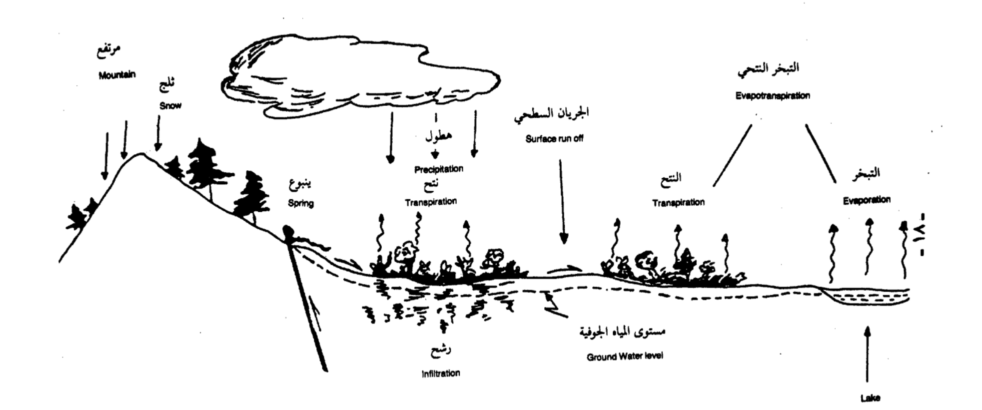
الدورة الهيدرولوجية والمياه الجوفية

١-١ مقدمة :-

يختص علم هيدرولوجية المياه الجوفية بدراسة المياه تحت سطح الأرض من حيث تواجدها وتوزيعها وحركتها وخواصها الفيزيائية والكيماوية وتصنيفها وطرق استثمارها. ويختلف عن جيولوجيا المياه بزيادة تأكيد الأخير على الجيولوجيا. ولعلم الهيدروجيولوجيا مضمون مماثل لهيدرولوجية المياه الجوفية الذي تطور في السنوات الأخـيرة وأصبح من أكثر العلوم أهمية وتشابكت فيه الاختصاصات وزاد اهتمام العالم بهذا النوع من العلوم الحديثة بعد أن اتضحت أهميته في الحاضر والمستقبل. واكتسب أهمية مميزة بعد أن تبين زيادة الحاجة إلى الماء بحلول عام ٢٠٠٠ الذي من المتوقع أن يزيد عدد سكان العالم إلى أكثر من الضعف، وسوف يبلغ في عام ٢١٠٠ حوالي ٢٠ مليار نسمة. وهذا يدعو إلى ضرورة استثمار الموارد المائية بشكل معقول وبعناية وتعقل. ولهيدرولوجية المياه الجوفية صلة وطيدة بعلم الهيدرولوجيا والجيولوجيا وعلم الأرصاد الجوية والهيدروليكا والهندسة الهيدروليكية وعلم التربة والكيمياء والفيزياء والرياضيات وهندسة البترول والهندسة الزراعية وهندسة الري والهندسة الصحية وميكانيكا الموائع وهندسة البترول وغيرها. ولن نستعرض في هذا الكتاب تطور هذا العلم وأهميته، ويكفي أن نذكر أن المياه الجوفية تعتبر من أهم مصادر المياه العذبة في جميع أنحاء العالم.

١-٢ الدورة الهيدرولوجية. Hydrologic Cycle :

يمكن تعريف الدورة الهيدرولوجية بأنها سلسلة الحوادث التي تصف تاريخ الماء، وتعرف أيضاً بدورة المياه غير المنتهية بين المحيطات والغلاف الجوي والأرض.



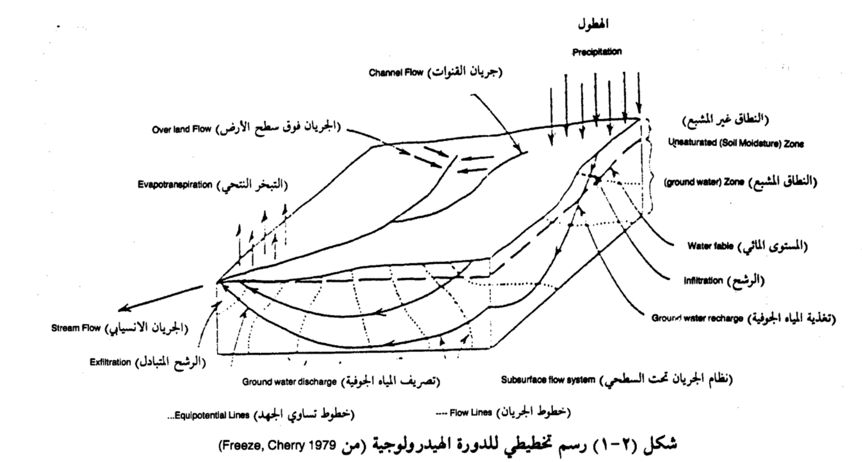
شكل (١-١) الدورة الهيدرولوجية

يتكون الماء في عدة أماكن وعلى عدة أنماط، على سطح الأرض وفوقها وفي داخلها، وتحوله من نمط إلى آخر وانتقاله من موقع إلى آخر يُكوّن ما يعرف بالدورة الهيدرولوجية التي هي نظام مغلق لا بداية ولا نهاية له، وتشمل هذه الدورة أغلفة الأرض جميعها (الغلاف الغازي والغلاف المائي والغلاف اليابس).

يقع الغلاف الغازي (الهوائي) فوق الغلاف المائي الذي يتكون من المياه التي تغطي سطح الأرض، وفوق الغلاف اليابس الذي يتكون من الصخور الصلبة الموجودة تحت الغلاف المائي وعلى اليابسة.

ويمتد نشاط الدورة المائية خلال هذه الأغلفة الثلاثة للأرض، ويصل إلى عمق متوسط نحواً من ٠,٨ كيلومتر في الغلاف اليابس وارتفاع (١٦) كيلومتر تقريباً في الغلاف الغازي. وحسب مفهوم الدورة الهيدرولوجية يتبخر الماء من المحيطات والأرض ويصبح جزءاً من الغلاف الغازي الذي يرفعه إلى أعلى ويحمله من مكان إلى آخر. ثم يعود ويتساقط مرة ثانية على سطح الأرض، على شكل مطر أو ثلج أو برد أو ندى. علما بأن قسما منه لا يصل إلى سطح الأرض أبدا بل يبقى فوق النباتات والأشجار والبنايات ويدعى بالفاقد البيني (Interception Loss) إلى أن يتبخر ويعود ثانية إلى الغلاف الغازي. وينساب قسم من المياه التي تصل إلى سطح الأرض على السطح عبر جداول باتجاه المحيطات كما تأخذ النباتات قسماً آخر ويعود مرة ثانية إلى الغلاف الغازي بالنتح والتبخر وربما يرشح إلى داخل الأرض. ويمكن للمياه المترشحة باتجاه الأسفل أن تختزن بشكل دائم كمياه جوفية وقد تخرج من بين الصخور كينابيع أو تجرى في جداول باتجاه المحيطات إذ ربما تتبخر إلى الغلاف الغازي لتكمل دورتها.

ويبين الشكل (١-١) دورة المياه في الطبيعة، أما الشكل (٢-١) فهو الافضل في عرض وتوضيح نظام الجريان في الدورة الهيدرولوجية. وغالبا ما يستفاد من الشكل (٣-١) في الوصول إلى النموذج الهيدرولوجي وهو يفشل في عكس الحالة الديناميكية، بينما يفاضل بوضوح بين المصطلحات المتعلقة بسرعة الحركة (الصناديق السداسية)، وتلك المتعلقة بالتخزين في الصناديق المستطيلة.



شكل (٢-١) رسم تخطيطي للدورة الهيدرولوجية (من Freeze, Cherry 1979)

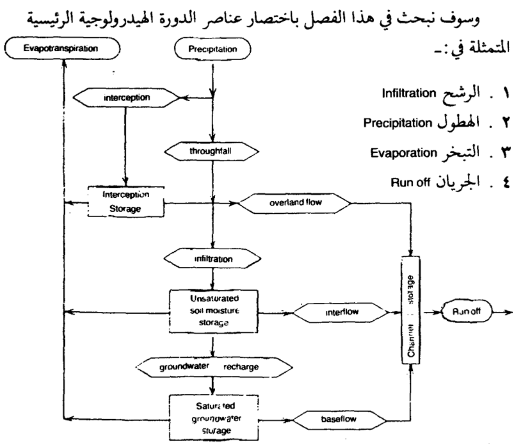
وكما أن المياه الجارية على سطح الأرض تشكل الجداول وتغذيها فإن المياه المترشحة إلى باطن الأرض تملأ الفراغات والشقوق الموجودة وتصل بواسطتها إلى باطن الأرض لتغذي المياه الجوفية. ويحتاج ذلك إلى فترة زمنية طويلة إذ يعتمد على نوعية وخواص الصخور التي يمر خلالها وعلى حجم الفراغات واتساع الكسور والشقوق وعلى الميل الهيدروليكي. والمياه الجوفية لها مصدران رئيسيان هما:ـ

١) المطر الذي يخترق التربة من خلال مسامات وشقوق التكاوين الصخرية ويصل إلى سطح الماء الجوفي.

٢) مياه البحيرات والأنهار والخزانات التي تنفذ عبر التربة وتصل إلى سطح الماء الجوفي. ويعتبر الرشح من فائض مياه الري والنز من القنوات مصدراً صناعيا للمياه الجوفية.

وسوف نبحث في هذا الفصل باختصار عناصر الدورة الهيدرولوجية الرئيسية المتمثلة في:ـ

١ . الرشح Infiltration
٢ . الهطول Precipitation
٣ . التبخر Evaporation
٤ . الجريان Run off



شكل (٣-١) أنظمة الدورة الهيدرولوجية (من Freeze, Cherry 1979)

١-٢-١ الهطول Precipitation (كافة أشكال الماء الذي يسقط من الجو على سطح الأرض).

(الأمطار) Rainfall

تعتبر الأمطار مصدراً رئيسياً للمياه الجوفية، وتتكون من سقوط بخار الماء الموجود في الجو على سطح الأرض بشكل صلب أو سائل والمصدر الرئيسي لبخار الماء هو التبخر من مياه البحر. وتعرف كمية الأمطار الساقطة على أنها ارتفاع الماء الساقط على وحدة السطح بالمليمتر أو بالانش في وحدة الزمن، وتعرف أحياناً بوزن الماء الساقط بالكيلوغرام على ١م٢ من المساحة (Kg/m²) . وتقاس بواسطة أجهزة خاصة تسمى أجهزة قياس الأمطار، وفي السنوات الأخيرة أصبحت تقاس بواسطة الرادارات ويمكن التنبؤ بسقوطها بواسطة الأقمار الصناعية. وأهم الشروط اللازم توافرها لتساقط الأمطار هي :-

١ . وجود مقدار كاف من بخار الماء في الجو.
٢ . برودة الهواء. فكلما زادت برودة الهواء كلما قلت قدرته على حمل بخار الماء، حيث يتحول البخار إلى سائل فوق نقطة الاشباع.
٣ . التكثيف: يسبب استمرار وجود الغبار ذي الحجم الدقيق (ميكرون) وما يحوي من مواد عضوية ورمال ناعمة وأملاح ودخان وغيره، في تكثيف الغيوم، وعند وصولها إلى درجة الاشباع تتكون قطرات من الماء بمقدار (١-١٠٠) ميكرون، تبقى عالقة في الجو إلى أن تتحد مع بعضها بعضاً نتيجة اصطدامها ونتيجة وجود بلورات جليدية، وتكون قطرة كبيرة تسقط على سطح الأرض.

يرتفع الهواء الساخن الذي يوجد على سطح الأرض إلى أعلى ويحمل معه البخار وعندما يصل إلى المناطق المرتفعة يسقط على قمم الجبال بشكل أمطار تسمى بالأمطار المحلية. ويمكن تقسيم المناطق حسب كميات الأمطار الساقطة عليها سنوياً كما يلي:-

أ- المناطق غزيرة الأمطار: وهي المناطق التي تزيد فيها كمية الأمطار الساقطة سنويا عن ١٥٠٠ ملم.

ب ـ المناطق متوسطة الامطار: وهي المناطق التي تتراوح كمية سقوط الأمطار السنوية فيها بين ٤٠٠-٧٠٠ ملم.
جـ ـ المناطق قليلة الأمطار: وهي المناطق التي تقل فيها كمية الأمطار السنوية عن ٤٠٠ ملم.

الأمطار الصناعية:ـ

في حالة عدم توافر الشروط لتساقط الأمطار في منطقة ما، يمكن الاستعانة ببعض الطرق الاصطناعية لتأمين سقوطها ومن هذه الطرق:ـ

١ . رش الغيوم بواسطة الطائرات بايودور الفضة أو حرق هذه البلورات على الأرض، وعندما تصل أبخرتها إلى الغيوم وتحت -٤°م يتجمد الماء حول البلورات وتتكون بلورات جديدة.

٢ . رش الغيوم بالجليد الجاف وثاني أكسيد الكربون الصلب، حيث تنخفض درجة الحرارة إلى -٤٠°م ويتحول ماء البخار تلقائيا إلى بلورات جليدية.

لقد بدأت هذه التجارب في العالم منذ أربعين سنة تقريباً وأعطت نتائج لا بأس بها، حيث تسببت في زيادة تساقط الأمطار بنسبة ١٥-٢٥٪ وتعتبر هذه الطرق هامة في المناطق الجافة.

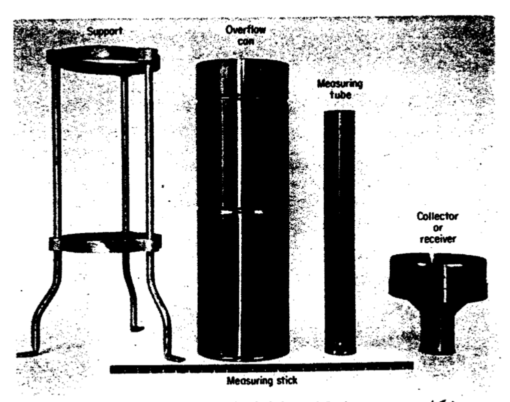
أجهزة قياس الأمطار:ـ

لقد تم تطوير أجهزة مختلفة لقياس كميات الأمطار الساقطة على منطقة ما. ويحتوي بعضها على أجهزة خاصة لقياس توزيع حجم حبيبات المطر وعلى مسجل لزمن بدء وانتهاء هطوله. وسنكتفي بعرض أهم وأشهر الأجهزة المستعملة في قياس الأمطار.

١ . آلة القياس غير الكاتبة: (شكل ٤-١)

يعتبر الجهاز القياسي من أهم الأجهزة وأكثرها استعمالاً ويتكون من اسطوانة خارجية بقطر ٢٠ سم ويداخلها اسطوانة أخرى داخلية كما في الشكل (٤-١)،

وتقاس الأمطار من الاسطوانة الداخلية بواسطة أنبوب مدرج وبقسمة القراءة على عشرة نستطيع معرفة ارتفاع الأمطار. وتؤخذ القراءات تؤخذ عادة مرة كل يوم أو مرة كل ٦-١٢ ساعة، ويمكن استعمال اناء كبير إذا أردنا تجميع الأمطار لفترة أطول.



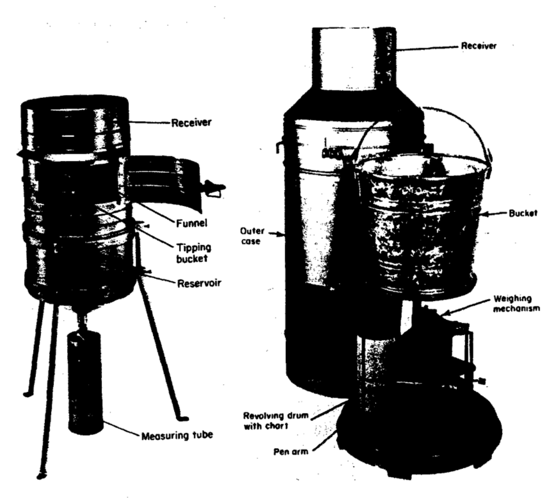
شكل (٤-١) جهاز قياس الهطول القياسي (من Linsley 1975)

٢ . آلة القياس الكاتبة.

يسجل هذا النوع من الأجهزة التغير بين ارتفاع الأمطار والزمن فوق شريط ورقي دوار وله أنواع مختلفة منها:-

أ الصمام الوزني أو المقياس الوزني شكل (٥-١) The Weighing - type gauge

يتصل الإناء الذي تسقط فيه الأمطار بواسطة زمبرك مع مؤشر، وعندما تسقط فيه كمية من المطر يقوم الزمبرك بتحريك المؤشر على الورقة الشريطية الدوارة، ليرسم منحنى عليها يبين العلاقة بين الزمن وبين ارتفاع الأمطار، وعندما يصل المؤشر إلى حافة الورقة يعود تلقائياً ليغير اتجاه مساره.



شكل (٦ - ١) المقياس ذو الدلو المقلوب من (Linsley 1975)

شكل (٥ - ١) المقياس الوزني (ذو الوزن) (من Linsley 1975)

ب . المقياس ذو الدلو المقلوب (Tipping-bucket rain gauge)

تتجمع الأمطار الساقطة من مدخل الاناء في دلو صغير جداً، وعند امتلاء الدلو يتحرك المؤشر فوق شريط ورقي دوار بمقدار معين وبنفس الوقت يفرغ الدلو بقلبه عكسياً ويوضع مكانه دلو آخر وهكذا نحصل على خط تدريجي فوق الشريط الورقي الدوار. وكل درجة تقابل عادة ٠,٥ ملم أو ٠,٣ ملم من ارتفاع الامطار. وهذا النوع من الاجهزة قليل واحتمال الوقوع في الخطأ كبير ولا يسجل في حالة الأمطار الغزيرة (شكل (٦-١)).

جـ . القياس ذو العوامة (الطافي)

يحتوي هذا الجهاز على عوامة متصلة مع مؤشر يتحرك فوق شريط ورقي دوار، وعندما تسقط الأمطار يرتفع مستوى المياه في الإناء ويتحرك المؤشر.

وعند امتلاء الاناء يفرغ أوتوماتيكيا بزمن قصير، وفي الطقس البارد يُسَخَّن الجزء العلوي من الجهاز لمنع التجمد.

الرادار:-

لقد تبين في الفترة الأخيرة أن الرادار الذي يعمل بطول موجة ١-٢٠ ميكروموجة يمكن استعماله في قياس الأمطار. ويعتمد عمله على طاقة الأشعة المنعكسة والتي تتناسب تناسباً طردياً مع حجم قطرات المطر وشدته. ويستفاد من الرادارات بشكل خاص لمعرفة توزيع الامطار المحلي وإيجاد معدل ارتفاعها لفترة زمنية طويلة. ولمساحات واسعة. وتستطيع الرادارات من نوع WSR-57 قياس الأمطار لمنطقة نصف قطرها حوالي ٢٠٠ كيلو متر.

قياس الثلوج:-

ان الاجهزة المستعملة في قياس الثلوج هي نفسها المستعملة في قياس الأمطار التي سبق شرحها. إلا أننا نضع في داخل الاجهزة بعض المواد لإذابة الثلوج قبل تجمدها مثل كلوريد الكالسيوم. وحتى لا يتجمع الثلج ويغطي الجهاز نرفع الجهاز عالياً عن الأرض. ونستطيع معرفة سمك الثلج الذي يغطي الأرض بغرس قضيب مدرج في الغطاء الثلجي، وبضرب كثافة الثلج بسمكه نستطيع معرفة ما يعادله من الماء.

ويمكن غرس أنبوبة اسطوانية أو انبوبة حفر في الغطاء الثلجي وبتذويب ما بداخلها نستطيع قياس ارتفاع عمود الماء. ويراعى تكرار عملية القياس في أماكن متعددة تمثل المنطقة وخاصة في المناطق كثيرة الثلوج.

ويمكن استعمال الوسادة الثلجية لقياس الثلوج وتتكون من وسادة بلاستيكية

يتراوح قطرهـا ما بين ٣-٤ متر وتمـلأ بالكحـول وتتصل بجهاز لقياس الضغط (Manometer) لمعرفة الضغط على الغطاء الثلجي وتستعمل مثل هذه الطرق للأماكن البعيدة.

أخطاء القياس:-

إن الأخـطاء المختلفـة في قياس الأمـطار والثلوج لا تمكننا من معرفة كمية الأمطار الخفيفة. والقيم التي يتم قراءتها من الأجهزة تكون عادة أقل من القيم الحقيقية. وأهم الأخطاء تأتي من تأثير الهواء والرياح، فارتفاع الأجهزة عن سطح الأرض يعرضها إلى الرياح التي تقلل نسبة دخول الأمطار إلى أجهزة القياس، وقد ترتفع نسبة الخطأ في حالة الأمطار الخفيفة إلى ٥٠٪ ونستطيع تفادي هذه المشكلة بوضع الجهاز بالقرب من السطح وفي أماكن مناسبة.

ويمكن استعمال برادي للرياح غير أنها يمكن أن تغلق فتحة الجهاز بسبب تحريك الهواء لها، وتكون عائقاً لدخول الأمطار إلى الجهاز. ويمكن ربطها بشكل دائري حول الأجهزة بواسطة مفاصل خاصة. وتعتبر الابنية والأشجار وما شابه ذلك سبباً لعدم سقوط جميع الأمطار بشكل منتظم في آلة القياس، لذلك يراعى أن توضع آلة القياس في أماكن مناسبة وبعيدة عن الأبنية والأشجار. ولضمان عدم تبخر الماء من آلة القياس نضع قطرات من الزيت داخل الجهاز لتشكل طبقة واقية للماء من التبخر.

منحنى مجموع الأمطار والهيدروغراف:

إن المنحنى الذي تسجله آلة القياس الكاتبة يبين العلاقة بين ارتفاع الأمطار مع الزمن (P-T) ويسمى منحنى مجموع الأمطار.

ويمكن تعريف شدة الأمطار بارتفاع الأمطار الساقطة في وحدة الزمن أي:

$$i = \frac{dp}{dt} \approx \frac{\Delta P}{\Delta t} \qquad (١.١)$$

ويسمى المنحنى الذي يبين تغير شدة الأمطار مع الزمن الهيدروغراف ويرسم عموما بشكل درجي.

حساب معدل الهطول Average Precipitation Over Area :-

أثناء عمل دراسات هيدروجيولوجية للمناطق ذات المساحات الصغيرة، يؤخذ الهطول، وخاصة كميات الأمطار الساقطة، أساساً في تغذية المياه الجوفية. ويحسب المعدل السنوي للهطول إعتماداً على القياسات المأخوذة من محطات الرصد المائي الموجودة في المنطقة وفي المناطق المجاورة. وفي حالة اتساع مساحة منطقة البحث وعدم وجود محطات رصد كافية تستعمل طرقاً مختلفة لحساب معدل الهطول السنوي أهمها:-

أ . الطريقة الحسابية Arithmetic method :-

تعتبر أسهل طريقة في التطبيق وتستعمل للمناطق التي تتراوح مساحاتها بين (٠-٥٠٠) كيلو متر مربع. ويتم حساب معدل الهطول السنوي في منطقة ما، بأخذ المعدل الحسابي لكميات الهطول المقاسة من محطات الرصد المائي الموجودة وذلك حسب المعادلة التالية:-

$$p_a = \frac{(P_1+P_2+P_3+...+P_n)}{n} \qquad (٢.١)$$

حيث أن:-

P_a : معدل الهطول السنوي في المنطقة بالملمتر.

P_1,P_2,P_3 : معدل الهطول السنوي في كل محطة رصد مائي بالملمتر

n : عدد محطات الرصد المائي.

والمثال في الشكل (٧-١) يبين كيفية حساب معدل الهطول السنوي بطريقة المتوسط الحسابي.

ب - طريقة تيسن أو طريقة المضلع Thiessen method :-

تعطي هذه الطريقة نتائج جيدة في المناطق التي تتراوح مساحاتها بين (٥٠٠-٥٠٠٠) كم[٢] وتتلخص بإسقاط مواقع محطات الرصد المائي على خريطة تمثل المنطقة، ثم توصل أو تربط كل محطة مع الأخرى برسم شبكة من المثلثات،

. وتقام أعمدة من منتصف أضلاع هذه المثلثات وتربط مع بعضها بحيث نحصل على مضلع (Polygon) حول كل محطة (شكل ٨-١). فإذا كانت مساحة كل من هذه المضلعات هي $a_1,a_2,a_3,...,a_n$ وكان معدل الهطول السنوي في كل محطة داخل كل مضلع هو $P_1,P_2,P_3,...,P_n$ وكانت مساحة المنطقة الكلية تساوي A فإن معدل الهطول السنوي في المنطقة يمكن حسابه من المعادلة الآتية :-

$$P_a = \frac{(a_1P_1+a_2P_2+a_3P_3+...+a_nP_n)}{A} \qquad (٣.١)$$

والمثال في الشكل (٨-٤) يوضح هذه الطريقة.

جـ - طريقة منحنى تساوي المطر Isohytal method :-

يحتاج تطبيق هذه الطريقة إلى وقت أطول، إلا أنها تعطي نتيجة أفضل مقارنة مع غيرها من الطرق. وتتلخص بإسقاط محطات الرصد المائي الموجودة في المنطقة على خريطة، ويكتب بجوار كل محطة معدل الهطول السنوي فيها. ثم ترسم خارطة لتساوي المطر بشكل خطوط كنتورية تشبه الخطوط الكنتورية في الخارطة الطوبوغرافية ذات المنسوب المتساوي، أي بمعنى أن كل خط كنتوري لتساوي المطر يمثل أو يمر بقيم الهطول المتساوية (شكل ٩-١). ثم تحسب المساحة بين كل خطين كنتوريين متتاليين بواسطة البلانيميتر (جهاز لقياس المساحة). ويأخذ معدل قيمة هذين الخطين المتتاليين نستطيع ايجاد معدل الهطول السنوي في المنطقة حسب المعادلة التالية :-

$$P_a = \frac{a_1}{A}\cdot\frac{(P_1+P_2)}{2} + \frac{a_2}{A}\cdot\frac{(P_2+P_3)}{2} + ... + \frac{a_n}{A}\cdot\frac{(P_{n-1}+P_n)}{2} \qquad (٤.١)$$

حيث أن :-

A : المساحة الكلية للمنطقة.

$(P_1+P_2)/2$, $(P_2+P_3)/2$: معدل قيمة خطين كنتوريين متتاليين لتساوي المطر.

a : المساحة المحصورة بين هذين الخطين.

والمثال في الشكل (٩-١) يوضح هذه الطريقة. قارن بين الطرق الثلاث لنفس المنطقة.

مثال :-

يظهر في الشكل (٧-١) منطقة بداخلها ستة محطات رصد مائي . فإذا كانت كميات الهطول في هذه المحطات وفي المحطات المجاورة على النحو التالي :-

المحطة	A	B	C	D	E	F	J	H	I	J	K
P(mm)	8.7	17.8	18.3	17.7	21.7	23.7	24.9	34.3	29.3	33.2	35 5

جد معدل الهطول حسب كل من الطريقة الحسابية وطريقة تيسن وطريقة منحنى تساوي المطر.

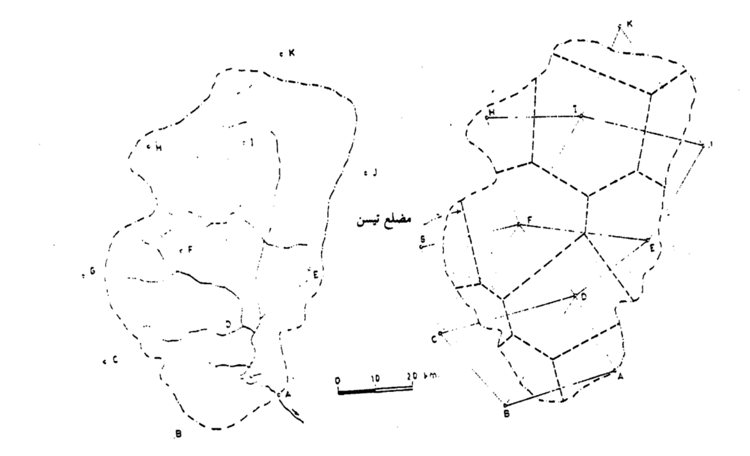
الطريقة الحسابية :-

في هذه الطريقة، يؤخذ المتوسط الحسابي لكميات الهطول في جميع المحطات الموجودة داخل المنطقة كالآتي :-

المحطة	Pi(mm)
A	8.7
D	17.7
E	21.7
F	23.7
H	34.3
I	29.3
المجموع $\sum_{1}^{6} Pi =$	135.4

$$P_a = \frac{\sum_{1}^{6} Pi}{N}$$

$$P_a = \frac{\sum_{1}^{6} Pi}{6} = \frac{135.4}{6} = 22.6\ mm$$



شكل (٧-١) منطقة بداخلها ستة محطات رصد مائي

شكل (٨-١): طريقة المضلع (تيسن)

طريقة تيسن أو طريقة المضلع

يظهر في الشكل (٨-١) كيفية رسم المضلعات حول كل محطة ويبين الجدول الآتي مساحة كل مضلع حول كل محطة وكيفية حساب معدل المطول حسب هذه الطريقة.

المحطات	P_i (mm)	A_i (km²)	$P_i . A_i$
A	8,7	233,10	2027,97
B	17,8	644,91	11479,40
C	18,3	481,74	8815,84
D	17,7	186,48	3300,70
E	21,7	85,47	1854,70
F	23,7	828,80	19642,56
G	24,9	160,58	3998,44
H	34,3	297,85	10216,26
I	29,3	903,91	26484,56
J	33,2	297,85	9888,62
K	35,5	248,64	8826,72
	المجموع	4369,33	106535,77

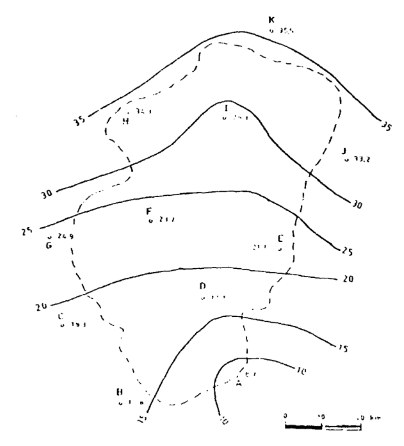
$$P_a = \frac{\sum_1^N P_i . A_i}{\sum_1^N A_i}$$

$$P_a = \frac{106535,77}{4369,33} = 24,4 \text{ mm}$$

طريقة منحنى تساوي المطر:-

ترسم خريطة لتساوي المطر (شكل ٩-١)، ويتم ايجاد المساحة (Ai) بين كل منحنيين متتالين لتساوي المطر ومعدل قيمتيها (Pi) وكالآتي:-

منحنيات تساوي المطر	P_i (mm)	A_i (km²)	$P_i \cdot A_i$
35 - 30	32,5	1103,34	35858,55
30 - 25	27,5	818,44	22507,10
25 - 20	22,5	1186,22	26689,95
20 - 15	17,5	924,63	16181,03
15 - 10	12,5	300,44	3755,50
<10	7,5	36,26	271,95
	المجموع	4369,33	105264,08



شكل (١-١) خريطة تساوي المطر

$$P_a = \frac{\sum_{1}^{N} P_i \cdot A_i}{A} = \frac{105264,08}{4369,33} = 24,1 \text{ mm}$$

كيماوية الهطول Chemistry of Precipitation :-

يشكل التركيب الكيماوي للمياه التي تصل إلى سطح الأرض، أهمية خاصة عند مهندسي البيئة والري. وتشير التحاليل الكيماوية التي قام بها بعض العلماء في شمال أمريكا (جدول ١-١) على عينات مختلفة من مياه الأمطار والثلوج، إلى احتواء مياه الأمطار على مواد صلبة غير ذائبة بنسبة تتراوح بين عدة مليغرامات لكل ليتر في المناطق غير الصناعية إلى عدة عشرات من المليغرامات لكل لتر في المناطق الصناعية.

وتحتوي الثلوج الذائبة التي ترشح مياهها إلى نطاق المياه الجوفية غالباً على مواد صلبة غير ذائبة أكثر من الأمطار لاحتوائها على جزيئات الغبار التي تتساقط من الهواء الجوي وتتراكم فوق الثلوج. وتتراوح حموضة (PH) الأمطار والثلوج الذائبة في المناطق غير المأهولة وفي المناطق غير الصناعية ما بين (٥-٦) أما حموضة المياه غير المالحة الملامسة لثاني أكسيد الكربون الموجود في الغلاف الجوي للأرض ذات القيمة $10^{-3.5}$bar فهي ٥,٧ علما بأن حموضة الهطول أقل من ذلك وتتراوح بين ٣-٤ وتعتبر حموضة الامطار في بعض مناطق أوروبا وشمال امريكا مشكلة بيئية. والسبب الرئيسي في زيادة الحموضة هو الكبريت الذي يتصاعد إلى الجو من المصانع ومن عمليات التعدين ومحطات التوليد الكهربائي المستعملة في الصناعات البترولية والفحم. وقد تنتشر الأمطار الحامضية من المناطق الصناعية إلى مختلف المناطق.

المكونات (mg/l)	رقم العينة						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0.0	0.1	—	0.29	0.6	—	0.9
Ca	0.0	0.9	1.20	0.77	0.53	1.42	0.42
Mg	0.2	0.0	0.50	0.43	0.15	0.39	0.09
Na	0.6	0.4	2.46	2.24	0.35	2.05	0.26
K	0.6	0.2	0.37	0.35	0.14	0.35	0.13
NH_4	0.0	—	—	—	0.6	0.41	0.48
HCO_3	3	2.0	—	1.95	—	—	—
SO_4	1.6	2.0	—	1.76	0.45	2.19	3.74
Cl	0.2	0.2	4.43	3.75	0.22	3.47	0.38
NO_3	0.1	—	—	0.15	0.41	0.27	1.96
TDS	4.8	5.1	—	12.4	—	—	—
pH	5.6	—	—	5.9	5.3	5.5	4.1

جدول (١-١) مكونات الأمطار والثلوج في بعض مناطق في الولايات المتحدة (mg/l)

(من Freeze, Cherry 1979)

يحتوي الهواء الجوي على غازات كثيرة مثل الاكسجين والنيتروجين والأرغون والكبريت وثاني أكسيد الكربون وثاني أكسيد الكبريت وغيرها، وعندما تتشبع المياه بهذه الغـازات تتغير خواصها، ويعتبر الأكسجين من أهم هذه الغازات بالنسبة للمياه الجوفية بما له من تأثير وقابلية على أكسدة الماء وبها ينتجه من مياه حامضية ومحاليل اكسيدية تعمل عملية تبادل كيماوي مع التربة ومع المواد الجيولوجية التي تصادفها أثناء عملية الرشح. ومن أمثلة هذه المركبات حامض الكبريتيك (H_2SO_4) الذي ينتج من إتحاد الكبريت والأكسجين الموجود في الهواء الجوي ويسبب في زيادة أيونات الهيدروجين (H^+) والكبريتات (SO_4) وذلك حسب المعادلات التالية :-

$$S + O_2 \longrightarrow SO_2 \qquad (٤ . ١)$$

$$SO_2\,(\text{غاز}) + H_2O + \frac{1}{2}O_2 \rightarrow SO_4^- + 2H^+ \qquad (٥ . ١)$$

مع العلم أن أيونات الهيدروجين والكبريتات في المعادلة (١ . ٥) هي شكل لحامض الكبريتيك (H_2SO_4).

(٢-٢-١) الرشح Infiltration :-

يرشح جزء من المياه التي تسقط على سطح الأرض إلى أسفل، بينما يجري جزء آخر على السطح في حين يتبخر جزء منها ويعود إلى الهواء الجوي، وتبقى كمية من هذه المياه فوق النبـاتـات والأشجـار والبنايات يصعب تحديدها، فبعد أن تبتل النبـاتـات وتتسـاقط كميات إضـافية من مياه الأمطار، ما تلبث أن تسقط على الأرض. ويمكن إعتبار كمية المياه التي تعترضها النباتات جزءاً من عملية الرشح التي تعتمد على العوامل التالية :-

١ . نسيج التربة وتركيبها ودرجة الرطوبة والنفاذية.
٢ . المناخ وشدة الأمطار ومدة الجفاف والتبخر.
٣ . الغطاء النباتي للأرض.
٤ . الطوبوغرافيّة، حيث تقل نسبة الرشح بزيادة ميل سطح الأرض.
٥ . التركيب الكيماوي للتربة. حيث يؤثر النيتروجين والميثان في عملية الرشح وخاصة ذلك المتواجد في الأسمدة الكيماوية المستعملة في الزراعة.

لقد تمت دراسة ظاهرة الرشح من قبل كثير من العلماء وهناك آراء ومعادلات كثيرة تصف هذه الظاهرة وعرف بعضهم معامل الرشح بالنسبة المئوية لكميات المياه التي تصل إلى المياه الجوفية كالتالي :-

$$I_c = \frac{I}{P} \cdot 100 \qquad (٦.١)$$

حيث أن :

I_c : معامل الرشح

I : الرشح بالملم

P : الهطول بالملم.

واعتمد البعض المعادلة التالية لحساب الرشح السنوي :

$$I = Qa \cdot \frac{t}{A} \cdot 100 \qquad (٧.١)$$

حيث أن :

I : مقدار الرشح السنوي بالمليمتر (mm)

Q_a : معدل التصريف السطحي م٣/ثا (m^3/sec)

t : الزمن (٣٦٠ يوم = ٣١٥٣٦ × ١٠٣ ثانية).

A : مساحة الحوض بالمتر المربع (m^2)

تسمى السرعة العظمى التي تتحرك بها المياه إلى التربة بسعة الرشح (infiltration capacity) أو بسرعة الرشح الجهدي (Potential infiltration rate) وتحدث هذه السرعة عندما يكون مصدر المياه على السطح غير محدد، مثل مياه البرك والمياه الجارية ومياه الري وغيرها، أما سعة الرشح من مياه الأمطار فتزداد بزيادة كثافة السقوط في حين يجري الماء الفائض على سطح الأرض.

إن سعة الرشح تكون عالية في بداية حدوث الرشح. ولكنها تنخفض مع استمراريته ومع زيادة عمق النطاق المبلل في التربة وربما تصبح ثابتة. ومن المعادلات التي وضعها العلماء لوصف سرعة الرشح المعادلة الفيزيائية التالية (من Bouwer 1978) :-

$$\frac{(H_w + L_f - H_{cr})}{L_f} \qquad (٨.١)$$

حيث أن:

V_i= سرعة الرشح (زمن/مسافة).

K = الموصلية الهيدروليكية للنطاق المبلل.

H_w= عمق الماء فوق التربة.

H_{cr}= العلو الضغطي الحرج (Critical Pressure head) للتربة المبللة.

L_f= عمق النطاق المبلل (انظر الشكل (١١-١)).

وبالنظر إلى الشكل (١١-١) الذي يوضح الشكل الهندسي لنظام الرشح يمكن اعتبار الواجهة المبللة (Wetting front) على أنها السطح الواقع بين المواد المبللة وغير المبللة، لذا يمكن معاملة نظام الرشح كنظام جريان مكبس Piston flow. والمصطلح V_i في المعادلة (١-٨) هو سرعة دارسي ويعبر عن سرعة الجريان كسرعة هبوط سطح الماء (dHw/dt) مع الزمن في حالة عدم اضافة الماء إلى البركة. (سيتم شرح قانون دارسي في الفصول القادمة) وتعتبر الموصلية الهيدروليكية (K) للنطاق المبلل أقل من الموصلية الهيدروليكية في حالة الاشباع لأن دخول الهواء يمنع الاشباع التام وعليه فإن K في المعادلة (١-٨) تشير إلى الموصلية الهيدروليكية غير المشبعة وهي حوالي نصف الموصلية الهيدروليكية في حالة الاشباع. ويتراوح عمق المياه فوق التربة ما بين صفر في بداية تكون البركة إلى عدة مليمترات في حالة الجريان السطحي الذي يرتفع حوالي ٥-٢٠سم في أنظمة الري ويصل إلى عدة أمتار وأكثر في حالة الجداول والأقنية وغيرها.

ويأخذ العلو الضغطي Pressure head أثناء تقدمه إلى أسفل عبر النطاق المبلل وضعا حرجا (Critical Pressure head) يعتمد على نوع المواد، وتتراوح قيمة العلو الضغطي الحرج من 10 Cm وأكثر في حالة المواد الخشنة إلى 100 Cm أو أقل في حالة التربة الناعمة.

ويمكن قياس الموصلية الهيدروليكية والعلو الضغطي حقليا بواسطة جهاز الانفاذ الهوائي (air-entry permeameter).

ان أنـظمـة جريان الـرشـح في الحقيقـة أكثـر تعقيداً من مجرد التعبير عنها بمعـادلات فيزيائية بسيطة، لذا قام كثـير من العلماء بتـطوير معادلات تجريبية لظاهرة الرشح منها ما عرضه العالم هورتون (Horton) عام ١٩٤٠ والتي تتلخص بما يلي :-

$$V_i = V_\infty + (V_o - V_\infty)\, e^{-Bt} \qquad (٩.١)$$

حيث أن :-

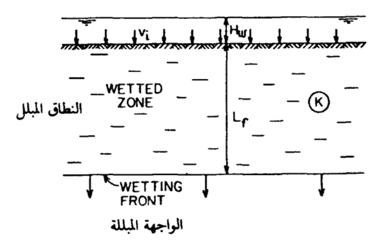
V_o : سرعة الرشح البدائية.

V_∞ : سرعة الرشح النهائية.

t : الزمن من بداية سقوط الأمطار.

B : ثابت تجريبي أو معامل يمكن قياسه حقلياً.

إلا أن مسـاوىء معادلة Horton تكمن في اختيار قيمة V_o حيث أن $V_o = V_\infty$ نظرياً. ولكن معادلة Horton تبدو الأنسب لوصف الرشح من الأمطار لفترة زمنية محددة (Bouwer 1978).

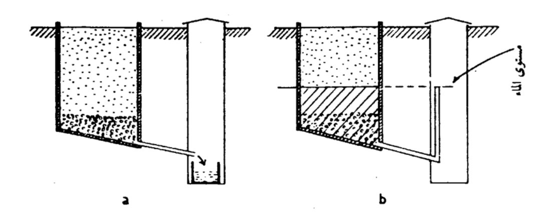


شكل (١١-١) الشكل الهندسي لنظام الرشح (جريان مكبس Piston-flow)
(من Bouwer 1978)

يمكن قياس الرشح حقلياً بواسطة المرشاح الاسطواني Cylinder Infiltrometer وهو جهاز اسطواني الشكل يتراوح قطره ما بين ٢٠-٥٠ سم ويدفع في التربة حوالي ٣-١٠ سم بهدف الحصـول على مستوى ثابت للمياه داخل الاسطوانة وتقاس

كمية المياه الاضافية للحصول على علاقة بين الرشح والزمن، مع العلم بأن جريان المياه تحت الاسطوانة يؤثر على هذه القياسات.

ويمكن تقليل هذا التأثير بزيادة قطر الاسطوانة. وهناك أجهزة أخرى لقياس الرشح مثل جهاز الليزيميتر ويتكون من صندوق يحتوي على تربة ويوضع على عمق يتراوح ما بين ٩٠-١٢٠سم أسفل الغطاء النباتي وتقاس كمية المياه المترشحة في الأسفل (شكل (١٠-١)).



شكل (١٠-١): أنواع الليزيميتر (من Erguvanli 1973)

وقد بدأ الهولنديون في السنوات الأخيرة باستعمال أجهزة بأحجام أكبر (٢٥م عرض، ٢,٥م عمق) في تجاربهم، إلا أن هذه الأجهزة وتلك التجارب تبقى عاجزة عن إعطاء قيم حقيقية للرشح. ولا نشك في أهميتها بإعطاء فكرة جيدة عنه. وقد استعملت بعض الدول الأنفاق والآبار بأعماق مختلفة لقياس مقدار الرشح من مياه الأمطار. ويعتبر قياس الرشح بمعرفة تغيرات المستوى المائي من آبار المياه أكثر عملية وأكثر استعمالاً.

لقد قدر الهيدرولوجيون الفرنسيون في الثلاثينات أن ثلث مياه الأمطار يمكن أن يرشح إلى باطن الأرض وطبقوا ذلك على بعض المناطق في فرنسا، وقد بينت نتائج الدراسات في السنوات الأخيرة، أن هذا التقدير قريب من الصحة.

٣-٢-١ التبخر النتحي Evapotranspiration :-

ينقل الهطول الذي يصل إلى سطح الأرض بواسطة الجريان السطحي إلى الخزانات السطحية، وبواسطة الجريان الجوفي إلى الخزانات الجوفية. ويعود ثانية إلى الجو بواسطة عمليات التبخر والنتح.

والتبخر هو عملية تحول الماء السائل إلى بخار مباشرة نتيجة لزيادة الطاقة الكامنة لجزيئات الماء، مما يؤدي إلى هروبها من السطح إلى الجو. أما النتح فهو عملية تحول الماء من حالته السائلة إلى بخار بواسطة عمليات التمثيل النباتي. وتشترط العملية الأولى وجود ماء سطحي مخزون بينما تستلزم العملية الثانية وجود ماء جوفي، مع العلم بأن حالة التبخر في رطوبة التربة ونتح النباتات السطحية للماء السطحي تشذ عن هذه القاعدة.

تشكل كمية المياه التي تستهلكها النباتات في البناء النسيجي والنتح وكمية المياه المتبخرة من التربة بالإضافة إلى كمية المياه التي تعترضها النباتات أثناء الهطول ما يدعى بالاستعمال الاستهلاكي الذي يوليه مهندسو الري أهمية خاصة. ويشكل مجموع الفاقد المائي الناتج عن تبخر المياه السطحية والثلج والجليد والمياه المعترضة من قبل الأشجار والنباتات بالإضافة إلى النتح النباتي ما يدعى بالتبخر النتحي.

وتتضمن عملية التبخر انتقال كتل من سطح السائل إلى الجو. وبالتالي يمكن أن تخضع لقانون انتشار الكتلة كما يمكن التعبير عن التبخر بالمعادلة الأساسية التالية:-

$$E = -K \frac{de}{dz} \qquad (١٠.١)$$

حيث أن E معدل التبخر، e ضغط البخار وهو يدل على تركيز كتلة السائل في الهواء ويعتمد على درجة الحرارة والرطوبة النسبية ودرجة الملوحة وK هنا يعبر عن عامل نقل معين ويعتمد على الشروط الجوية كسرعة الريح والضغط والقدرة الشمسية ودرجة فعالية تسخين الماء... الخ.

ويمكن التعبير عن المعادلة (١٠.١) بشكل مبسط باستعمال قانون دالتون وكالتالي:-

$$E = K \frac{(e_w - e_a)}{\Delta Z} \qquad (١١.١)$$

حيث أن e_w هو ضغط البخار المشبع الموافق لدرجة حرارة سطح الماء و e_a هو ضغط البخـار الكـائن فوق سطح الماء و Δz هي سماكة قشرة رقيقة (فيلم) عند السطح ويفترض أن ضغط البخار ينخفض عبرها مـــن e_w إلى e_a . وفي حالة دمج Δz في عامل النقل فإننا نحصل على :ـ

$$E = b(e_w - e_a) \qquad (١٢.١)$$

ان المعـامل b يصعب تحديده عمليا، وعادة تجرى تجارب موجهة باستعمال نماذج لأحواض تبخر قياسية لاستنباط المعادلة (١٢.١) بدلالة الشروط الجوية، حيث يوضع حوض مملوء بالماء على الأرض أو على سطح خزان، وتقاس المتغيرات في منسوب الماء وسرعة الرياح ودرجة حرارة الجو والماء بشكل منتظم.

لقـد أجريت تجارب كثيرة لتقدير التبخر وفيما يلي عرض لبعض المعادلات المستخلصة من هذه التجارب :ـ

١ . معادلة فتز جيرالد — Fitzgerald (1880)

$$E_{day} = (0.40+2V)\ (e_w - e_a) \qquad (١٣.١)$$

٢ . معادلة روسل — Russel (1888)

$$E_{day} = (1.96\ P_w + 43.88)/P_a)\ (e_w - e_a) \qquad (١٤.١)$$

٣ . معادله روهر — Rohwer 1931

$$E = 0.0771(1.465-0.000733\,P)\ (0.44+0.118V)(e_w - e_a) \qquad (١٥.١)$$

$$E_{day} = (1.13-0.0143P)(0.44+0.118V)(e_w - e_a) \qquad (١٦.١)$$

٤ . معادلة مورتون — Mortton

$$E = \frac{42.4(0.6+0.1V)(e_w - e_a)}{P} \qquad (١٧.١)$$

٥ . معادلة هورتون

Horton 1917

(١٨ . ١)

$$E = 0.04[(2-\exp(0.2V)(e_w-e_a)]$$

(١٩ . ١)

$$E_{day} = 0.4\ (2-e^{-0.2V})\ (e_w-e_a)$$

٦ . معادلة هفنر

Hefner 1954

(٢٠ . ١)

$$E_{day} = 0.06\ V_{30}\ (e_w-e_a)$$

٧ . معادلة هفنر

Hefner

(٢١ . ١)

$$E_{day} = (0.068+0.059V_{13})\ (e_w-e_a)$$

٨ . معادلة ليك ميد

Lake mead 1958

(٢٢ . ١)

$$E_{day} = 0.07V_{30}\ (e_w-e_a)\ (1-0.03)\ (T_a-T_w)$$

٩ . معادلة مير

Meyer 1915

(٢٣ . ١)

$$E_{day} = 0.5(e_w-e_a)(1+0.1V_{30}')$$

١٠ . معادلات بنهان

Penman

أرض عشبية (١ . ٢٤)

$$E = 0.035\ (1+0.24V)\ (e_w-e_d)$$

(من سطح الماء) (١ . ٢٥)

$$E = 0.05\ (1+0.24V)\ (e_a-e_d)$$

حيث أن :ـ

- E : معدل التبخر ويقاس بالسنتمتر في اليوم وE_{day}عمق التبخر بالقدم في اليوم.

V : سرعة الريح بالميل في الساعة عند حافة مستوى الحوض.

P_w, P_a, P : حمولة الضغط الجوي بالململتر زئبق، والضغط الجوي بالانش زئبق، الضغط بالقرب من سطح الماء على التوالي.

e_a, e_w : ضغط البخار عند درجتي حرارة السطح والهواء على التوالي وتقاس بالمليمتر زئبق أما (e_a) في علاقة بنهان فتدل على ضغط البخار عند الاشباع الموافق لدرجة حرارة الهواء.

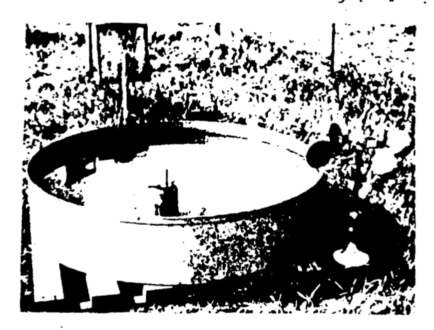
e_d : ضغط البخار عند نقطة الندى.

V_{13},V_{30} : سرعة الرياح على ٣٠ قدم و١٥ قدم فوق الأرض على التوالي وتقاس بالميل في الساعة.

T_a : معدل درجة حرارة الجو (c)

T_w : معدل درجة حرارة سطح الماء.

يمكن قياس التبخر من خزان ما بواسطة أحواض التبخر (Evaporation Pans) ويعتـبر الحوض المستخدم من قبل الهيئة الأميركية لخدمة الطقس (U.S. Weather Service) والموضح في الشكل (١٣-١) من أكثر الأحواض استخداماً، وهو عبارة عن حوض من الصاج المجلفن غير المدهون (Unpainted galvanized iron) قطره أربعة أقدام وعمقه عشرة أقدام ويوضع على حامل خشبي يرتفع حوالي ستة أقدام عن سطح الأرض ويجب أن يكون معرضاً للهواء من جميع جوانبه ويملأ بالماء لعمق ثمانية أقدام وعندما ينقص عمق الماء عن سبعة أقدام يجب ملؤه ثانية. ويقاس منسـوب الماء داخله يومياً باستخدام مقياس على شكل خطاف (Hook gauge) . ويمكن وضع جهاز لقياس شدة المطر بجوار الحوض لتؤخذ بعين الاعتبار عند حساب كمية التبخر.



شكل (١٣-١) حوض تبخر

ولأن جدران مثل هذه الأحواض تكون مكشوفة ومعرضة للهواء يحدث تبادل أكثر للحرارة بين ماء الحوض والهواء المحيط به وهذا يجعل التبخر من الحوض أكثر منه في البحيرات والتربة وبالتالي يصبح أكثر من التبخر النتحي الجهدي للتربة وللمناطق العشبية.

وعملياً يصعب تحديد مقدار النتح في أوراق النباتات الخضراء المتمثل بهروب الماء إلى الجو عبر الثغيرات الكهفية التي يعتمد حجم فتحاتها على كمية الماء التي تصل إليها، ولعلاقاته المباشرة بعملية التبخر يمكن دمج العمليتين معاً بما يسمى بالتبخر النتحي الجهدي ا لذي يعرف بالتبخر الأعظم من مساحة ما. ويحدث عندما يزيد مقدار الماء الذي يصل إلى أوراق النباتات عما يُنتَجُ منها وذلك عند سقوط كميات كافية من مياه الأمطار، وهو يختلف عن التبخر النتحي الحقيقي.

وعلى فرض أن عملية التبخر تنجم عن الطاقة الشمسية (P) فإن معدل النتح يمكن تقديره حسب المعادلة التالية:ـ

$$Q_T = \frac{P}{\gamma Hv} \qquad (٢٦.١)$$

حيث أن (Hv) هو المكافيء الميكانيكي للحرارة الكامنة للتبخر و γ هو الوزن النوعي للماء. و Q_T هو معدل النتح.

وإذا كان معدل النتح أكثر من كمية الماء التي تصل إلى أوراق النباتات فإن النباتات تذبل وإذا حصل العكس فإن الأوراق تنقط. ونتيجة لدراسة هذه الظاهرة من قبل كثير من العلماء وضعت علاقات متعددة لتقدير التبخر النتحي ومن المعادلات المستعملة في هذا المجال معادلة Coutagne ومعادلة Johson ومعادلة Turc ويعبر عن كل منها بالشكل التالي:ـ

$$ET = P - \lambda P^2$$

معادلة (١ . ٢٧) :Coutagne

$$\lambda = \frac{0.001}{0.8+0.14T}$$

معادلة (١ . ٢٨) Lowry-Johson:　$ET = 0.085\ H + 243$

معادلة Turc (١ . ٢٩)　$L = 300 + 25T + 0.05T^3$,　$ET = \dfrac{P}{\sqrt{0.9 + \dfrac{P^2}{L^2}}}$

حيث أن: ET : التبخر النتحي السنوي بالمليمتـــــر، H عدد الأيام التي تكون فيها درجة الحرارة أعلـــــى من $0°C$ في مواسم نمو النباتات.

P : كمية الأمطار السنوية بالمليمتر.

T : معدل درجة الحرارة السنوي (C)°.

ومن العلاقات المستعملة لتقدير التبخر النتحي الجهدي علاقة هامون التالية:ـ

$$ET_P(ins/yr) = 0.0055\ D^2 \rho_s \qquad (١ . ٣٠)$$

حيث تعبـــــر D عن عدد الساعات المشرقة الممكنة (١٢) ساعة، أما ρ_s فتعبر عن كثافة البخـــــار المشبع وتقاس بالغرام للمتر المكعب ($\rho_s = 0.622 e_w/RT$) حيث أن e_w هو ضغط البخار المشبع الموافق لمعدل درجة حرارة السطح اليومية المطلقة (R,(T هو ثابت الغاز العالمي (هواء جاف). ومع أن هناك طرقاً وعلاقات كثيرة ومتعددة لتقدير التبخر النتحي الجهدي إلا أن أنجح الطرق المعروفة في هذا المجال طريقـــــة Thornthwaite وطريقة Penman 1963 وطريقة Jensen 1974 وغيرها وسـوف نختـار عشوائياً طريقة Thornthwaite لشرحها باختصار في هذا الكتاب، ولمزيد من المعلومات يمكن مراجعة كتب الهيدرولوجيا.

يمكن تلخيص طريقة Thornthwaite لتقدير التبخر النتحي الحقيقي الشهري على مدار السنة كما يلي:ـ

١ . يحسب مقدار التبخر النتحي الجهدي لكل شهر حسب المعادلة التالية:ـ

$$ET_P = (16(10t/T)^a ،\ a = 0.016ET + 0.5,\ T = \sum_{1}^{12}(i/5)^{1.514} \qquad (١ . ٣١)$$

حيث تعبر t عن معدل درجات الحرارة الشهري.

٢ . إذا كانت كمية الأمطار الساقطة في أي شهر أكثر من التبخر النتحي الجهدي المحسوب من المعادلة السابقة فإن:ـ

أ . مقدار التبخر النتحي الحقيقي لنفس الشهر يساوي مقدار التبخر النتحي الجهدي المحسوب لنفس الشهر.

ب . الفرق بين كميات الأمطار وبين التبخر النتحي الجهدي سوف يعمل على زيادة رطوبة التربة.

جـ . بعد أن تصل رطوبة التربة الحد الأعظم، يبدأ الماء الفائض بالجريان.

٣ . إذا كانت كميات الأمـطار السـاقـطة في أي شهر أقل من التبخر النتحي الجهدي المحسوب فإن:

أ . مقـدار التبخر الحقيقي لهذا الشهر يساوي كميات الأمطار الساقطة في نفس الشهر بالإضافة إلى كل أو جزء من الماء الموجود في التربة.

ب . الجزء المتبخر من ماء التربة سوف يعمل على تخفيض رطوبة التربة.

الجريان ـ RUNOFF

تعتبر علاقة الجريان بالأمطار نواه الهيدرولوجيا، فالمياه الجارية عبر الجداول الصغـيرة التي تمتـد إلى مسـافات كبيرة على سطح الأرض. ما تلبث أن تشكل مصبات ترفد الأنهار الضخمة بالمياه، وتعتمد الطريقة التي تصل المياه بواسطتها إلى الجداول على عدة عوامل مثل المناخ والجيولوجية، والطوبوغرافية، ونوعية التربة والغطاء النباتي . . . الخ. وهناك أربعة مسالك رئيسية تصل خلالها المياه العائدة لعاصفة مطرية إلى مجرى ما هي الهطول المباشر فوق سطح الماء في المجرى، وتعتبر هذه الكمية صغيرة جداً، لأن مساحة سطح الماء في المجرى لا تشكل إلا حوالي ٥٪ من مساحة الحوض ويمكن اعتبارها جزءاً من الجريان السطحي. والجريان السطحي الداخلي (تحت السطحي) والجريان الجوفي.

الجريان السطحي:ـ

يدعى الجريان السطحي أحياناً بالجريان فوق سطح الأرض. وهو الجريان

الذي ينقل الماء المتبقي بعد الترشيح والخزن من سطح التربة إلى المجرى، ويعتبر التصريف السطحي عاملاً رئيسياً في إحداث الفيضانات في المجاري نظراً لطبيعة جريانه المركزة، وحيث ان المعلومات الاحصائية المتعلقة بالجريان السطحي تعتبر مهمة في كثير من المسائل الهندسية فقد عرض كثير من العلماء طرقاً كثيرة لمعرفة كميات الجريان الناتجة من مياه الأمطار.

يمكن إيجاد كمية المياه الجارية بسرعة V والمارة من خلال مقطع معين A في وحدة الزمن حسب المعادلة التالية :ـ

(١ . ٣٢) $$Q = V.A$$

ويمكن قياس سرعة المياه الجارية بأجهزة خاصة، غير أن السرعة المقاسة بوسطة هذه الأجهزة لا تكون حقيقية وذلك لتغير السرعة مع العمق على امتداد مقطع الجريان.

وقد عرض بعض الباحثين العلاقة التجريبية التالية بين التصريف السطحي (Q) وبين كميات الأمطار الساقطة (p) :ـ

(١ . ٣٣) $$Q = 16p^2$$

حيث تعبر Q عن التصريف باللتر لكل ثانية لكل كيلومتر مربع وp عن مقدار الأمطار السنوي بالمتر. وقد عرضت مؤسسة جيولوجية في تكساس بالولايات المتحدة الأمريكية لنفس الغاية المعادلات التجريبية التالية :ـ

(١ . ٣٤) $$Q= 0.48(P-635)$$

(١ . ٣٥) $$Q= 0.43(p-386)^2$$

يمكن تعريف النسبة بين مقدار الماء الجاري (Q) داخل حوض معين إلى مقدار المياه الساقطة على نفس الحوض (p) بمعامل الجريان ويرمز له بالرمز:ـ

(١ . ٣٦) $$\frac{Q}{p}$$

ويمكن التعبير عن معامل الجريان α للأحواض الصغيرة على فرض عدم حدوث رشح لمياه الأمطار حسب المعادلة التالية :ـ

$$\alpha = \frac{Q}{p} = \frac{p - E}{p} = 1 - \frac{E}{P} \qquad (٣٧.١)$$

حيث تعبر E عن التبخر من الحوض المائي.

ويمكن الحصول على الجريان السطحي نتيجة لعاصفة ما بمعرفة كمية الترشيح والحجز السطحي (المعترض من قبل النباتات) والماء المخزون في البرك والحفر... الخ والتبخر أثناء الهطول المطري حسب المعادلة التالية:ـ

$$Q = P - I - S \qquad (٣٨.١)$$

حيث تعبر Q عن الجريان السطحي، P عن الهطول المطري واعن الرشح و S عن المخزون المحجوز ويعتبر التبخر جزء منه.

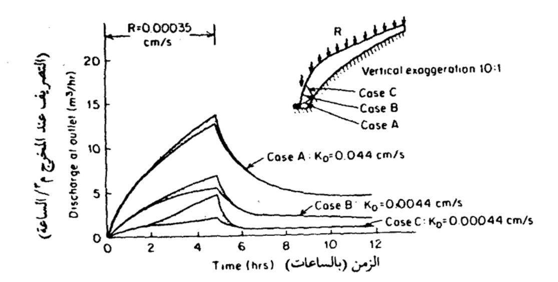
الجريان تحت السطحي SUBSURFACE FLOW :ـ

يعتبر الجريان تحت السطحي جزءاً رئيسياً من الجريان، فالمياه المترشحة إلى أسفل تخترق سطح التربة وتعود أخيراً إلى مجرى ما كجريان سطحي، وقد بين كثير من العلماء الجريان تحت السطحي مخبريا وقاس بعضهم الجريان الجانبي إلى المجرى حقلياً.

ان الشرط الرئيسي اللازم لحدوث الجريان تحت السطحي هو وجود تربة ضحلة أفقية ذات نفاذية عالية على السطح، مثل طبقات التربة السطحية في الأراضي الزراعية والأراضي الحرجية.

ويعتبر الجريان تحت السطحي جريانا ذا بعدين وذلك اعتمادا على النماذج الرياضية للجريان غير الثابت في النطاق المشبع ـ غير المشبع).

وقد بين بعض العلماء أن جريان العاصفة تحت السطحي يمكن أن يكون مؤشراً كميا لمركبة الجريان في المنحدرات التلية المحدبة فقط والتي تغذى وتخترق القنوات، وخاصة عندما تكون نفاذية التربة في المنحدرات التلية عالية جداً.



شكل (١٤ـ١) : ثلاث مخططات مائية لمقطع عرضي لمنحدر تلي (من freeze, cherry 1978)

يظهر في الشكل (١٤ـ١) ثلاث مخططات مائية لمقطع عرضي لمنحدر تلي وتختلف قيمة الموصلية الهيدروليكية (K) حسب خواص تربة هذا المنحدر ويبين الخط الواقع تحت المنطقة المنقطة توزيع جريان العاصفة تحت السطحي.

ونتيجة الحالات الثلاث لعملية التشبع وغير التشبع في المنحدر التلي يرتفع المستوى المائي بالقرب من الوادي. وتبين المنطقة المنقطة ارتفاع هذا المستوى نتيجة للجريان المباشر للهطول على منطقة رطبة ومشبعة من سطح الأرض.

ويظهر في المنحنى B,A فقط، سيطرة لجريان العاصفة تحت السطحي على المخطط المائي للعاصفة علماً بأن القياسات الحقلية تبين أن قيمة K_o عالية في كلا المنحنيين.

إن الأراضي الرطبة في أودية المنحدرات المقعرة تصبح مشبعة أكثر وبسرعة أكبر، ويصل الجريان الناتج عن الهطول مباشرة إلى سطح الأرض ويصل بسرعة

إلى الجريان تحت السطحي . والذي يحكم الجريان الداخلي هو نوعية التربة وهو يساوي الرشح الكلي مطروحاً منه رطوبة التربة والرشح العميق، ونظرا لصعوبة قياسه فيمكن دمجه بالجريان السطحي والهطول المباشر ويسمى عندئذ بالجريان المباشر.

ويمكن قياس الجريان بأجهزة خاصة مثل أجهزة قياس الأمطار Rain gauges وأشرطـة التيار Current meters وبـواسـطة آبار المراقبة والتنسوميتر ويمكن دراسته رياضيا وكيماويا، وتعتمـد الـطريقـة الكيماوية على قياس المحتويات غير الذائبة والنظائر البيئية مثل $^{2}H, ^{3}H, ^{18}O$ لعينة مأخوذة من موقع معين من جدول في زمن محدد وبتطبيق معادلة الاتزان الكيماوي للمحتويات غير الذائبة يمكن معرفة الجريان.

(من freeze 1979) .

الفصل الثاني

وجود المياه الجوفية

OCCURRENCE OF GROUND WATER

١-٢ مقدمة :-

المياه الجوفية هي المياه الواقعة تحت سطح الأرض، ويمكن تجميعها بواسطة الآبار وأنفاق التصريف أو التي تتدفق طبيعيا إلى سطح الأرض بواسطة النز أو بواسطة الينابيع.

وتتكون هذه المياه نتيجة رشح المياه الموجودة فوق سطح الأرض إلى أسفل، ويشترط أن تكون نفاذية الصخور تحت السطحية عالية بما يكفي لنقل هذه المياه، وسرعة الرشح كافية لاشباع سماكة معينة من الصخور.

لقد كانت المياه الجوفية وما زالت مصدرا هاما للمياه على مر العصور، ولا نريد أن نستعرض في هذا الكتاب تاريخ وأصل المياه الجوفية، ومن المناسب أن نذكر أن المياه الجوفية باستثناء المياه ذات الأصل البركاني والمياه المحتجزة في تشققات الصخور الرسوبية التي تكونت أثناء ترسيبها وتلازمها بإستمرار تشكل قسماً كبيراً من الدورة الهيدرولوجية.

ومن المهم ملاحظة أن المياه تحت الأرض ليست جميعها مياه جوفية، فالمياه الجوفية في التربة مثلا لا تعتبر مياهاً جوفية طالما أن المياه لا تجرى بحرية إلى البئر. أما المياه الجوفية الحقيقية فهي تلك المياه التي تبدأ بالتدفق أو الجريان باتجاه البئر، وبما أن الهواء في البئر هو الضغط الجوي فإن ضغط المياه الجوفية يجب أن يكون أعلى من الضغط الجوي إذا شاء له أن يتدفق بحرية إلى البئر. وعليه فإن ضغط المياه التي لا تتدفق بحرية إلى البئر يكون أقل من الضغط الجوي، إذن فالذي يميز المياه الجوفية عن غيرها هو أن ضغط المياه الجوفية أعلى من الضغط الجوي.

٢-٢ أين وكيف تتواجد المياه الجوفية؟

ان الاجابة على هذا السؤال تتطلب معرفة جيدة بالتوزيع العمودي والجانبي للمياه الجوفية في القشرة الأرضية، ويعتمد هذا التوزيع على مجموعة من العوامل الهيدرولوجية والجيولوجية التركيبية وعلى خواص المواد في اعطاء الماء والاحتفاظ به.

ويجب دراسة هذه الخواص كل على انفراد ليتسنى معرفة مقدار المياه الذي يمكن الحصول عليه من باطن الأرض. وسوف نشرح في الفقرات القادمة توزيع المياه الجوفية باتجاه الاسفل على فرض أن الوسط نفاذ ومتشابه ومتجانس.

التوزيع العمودي للمياه الجوفية (شكل ١-٢) Vertical Distribution of Ground Water.

كما ذكرنا سابقاً فإن قسماً من الهطول يرشح إلى أسفل عبر فراغات وشقوق التكاوين المار من خلالها بفعل الجاذبية الأرضية ويتجمع على أعماق مختلفة.

وتدعى المنطقة التي يمتلىء جزء من فراغاتها وفجواتها وشقوقها وكسورها بالماء بالمنطقة المشبعة أو بالنطاق المشبع. وتشكل المياه التي تلتصق بحبيات التكاوين المتسربة من خلالها ويتجمع قسم منها في الفراغات ما يسمى بنطاق التهوية، وتعتمد كمية المياه المتجمعة في هذه المنطقة على حجم الحبيبات وشكلها وتوزيعها ورصها. وسميت بمنطقة التهوية لأن جزء منها يمتليء بالماء والجزء الآخر بالهواء.

ويسمى السطح الفاصل بين منطقة الإشباع ومنطقة التهوية بمستوى المياه الجوفية أو بطاولة المياه الجوفية، وتسمى المنطقة التي تعلوه مباشرة ويستطيع الماء الارتفاع بواسطة فراغاتها الشعرية بالمنطقة الشعرية. ويفصل المستوى المائي بين هاتين الطبقتين ويعرف بالسطح الملامس للمياه الحرة والمياه الشعرية وهو يتذبذب ارتفاعا وانخفاضاً تبعاً لعوامل مختلفة سنذكرها فيما بعد.

أما المياه الموجودة أسفل هذا السطح فتسمى بالمياه الجوفية وهي في حالة حركة مستمرة ولها سرعة جريان يمكن معرفتها بواسطة الآبار وسوف نحاول في هذا الفصل إلقاء الضوء على وجود المياه تحت السطحي في نطاقي التهوية والإشباع.

١ . منطقة (نطاق) التهوية Aeratation Zone :-

تسمى هذه المنطقة بالنطاق غير المشبع أو بمنطقة المياه المعلقة وللمياه الجوفية في هذه المنطقة أهمية خاصة عند المهندسين والمهندسين الزراعيين وفي الأعمال الانشائية والجيولوجية.

يمتد النطاق غير المشبع من أقل من نصف متر إلى عشرات الأمتار اعتبارا من سطح الأرض وانتهاءً بسطح المياه الجوفية، وتكون فراغات هذه المنطقة مملوءة جزئياً بالماء وجزئياً بالهواء.

وتحتوي على أبخرة الماء والهواء بما في ذلك الأكسجين وثاني أكسيد الكربون وعلى الأحماض العضوية وفي بعض الأحيان على حامض الكبريتيك، وتكون متصلة بشكل دائم بالهواء الجوي، وهذا يسمح بمرور الماء خلالها. وتنتج الأحماض الموجودة في هذه المنطقة من العمليات الكيماوية في نطاق التربة وتفتت المواد المارة من خلالها. وبما أن الخواص الفيزيائية مختلفة في هذه المنطقة فإن الماء يتواجد على أشكال مختلفة. ويمكن تقسيم هذه المنطقة إلى:-

١ . منطقة ماء التربة (نطاق التربة) Soilwater Zone

تمتد منطقة التربة من سطح الأرض وحتى نهاية المنطقة التي تمتد إليها جذور النباتات، لذلك فإن سماكة هذه المنطقة تعتمد على نوع التربة ونوع النباتات.

ويوجد الماء في هذه المنطقة بأقل من درجة الاشباع ما عدا ما يصل آنيا من المياه الفائضة على سطح الأرض كسقوط الأمطار أو في حالات الري والفيضانات، ومع أن قسما من الهطول يرشح إلى أسفل مارا بالتربة السطحية إلا أن الزيادة في كميات الهطول تسبب خروج ماء التربة إلى السطح مما يؤدي إلى تكوُّن البرَكْ، وعموماً فإن المياه تحت السطحية تتواجد في الأسفل، وتسمى المياه الموجودة في الجزء العلوي من سطح الأرض بمياه التربة أو برطوبة التربة، وتعتمد كميتها على مسامية التربة ودرجة الرطوبة والحرارة وعلى ضغط الهواء وعوامل أخرى وهي تتواجد في التربة الناعمة والمتوسطة الحبيبات وتحيط بجذور النباتات وتكون معرضة للتبخر والنتح.

وتعمل المياه الموجودة في التربة الطينية غشاءً مائيا حول حبيبات التربة يمنعها من الحركة. وهذا ناتج عن العوامل الفيزيوكيماوية وقوى الالتصاق.

وتلقى هذه المنطقة اهتماما كبيرا من علماء التربة والزراعيين وذلك لأهميتها في توفير المياه لجذور النباتات، وحيث أن جميع المياه المترشحة إلى أسفل تقريباً تمر بنطاق التربة وعلى اعتبار أن نطاق التربة هو سطح الأرض الذي تعرض بشكل كاف لعوامل التجوية أو التعرية الميكانيكية والكيماوية وللعمليات البيولوجية التي تؤمن نمو النباتات فإن لهذا النطاق تأثيراً كبيراً على كيماوية المياه التي ترشح من خلاله.

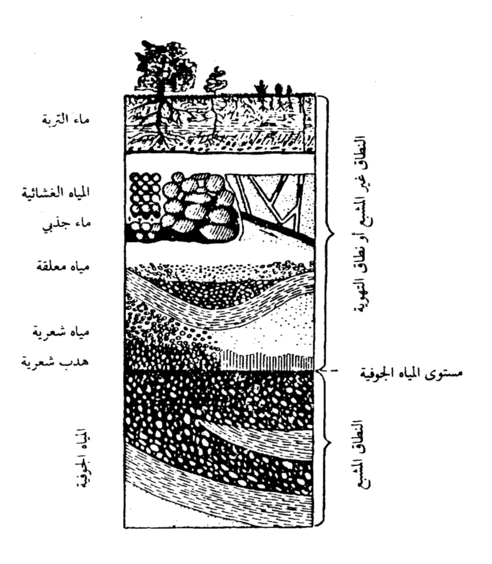
يحتوي نطاق التربة على المواد العضوية وعلى جذور النباتات وتليها تجمعات أكسيدية مثل أكسيد الحديد ثم المواد التي تعرضت لعوامل التجوية الجيولوجية الخفيفة والأكسدة، وتجمعات للمعادن الثانوية، ويعتبر وجود غاز الاكسجين والماء وثاني أكسيد الكربون الذي ينتج من المواد العضوية ومن تنفس جذور النباتات سبباً في حدوث تفاعلات كيماوية في هذا النطاق ينتج عنها بعض الأحماض التي تسبب تفتيت الصخور. وتبين المعادلتان التاليتان بعض هذه التفاعلات:ـ

$$O_{2(g)} + CH_2O = CO_{2(g)} + H_2O \qquad (٢ . ١)$$

$$H_2O + CO_2 = H_2CO_3 \qquad (٢ . ٢)$$

يصعد قسم من ثاني أكسيد الكربون الناتج حسب المعادلة (١ . ٢) إلى الهواء الجوي ويتحد قسم آخر مع الماء ويكون حامض H_2CO_3 (المعادلة (٢ . ٢) الذي يعمل على تفتيت الصخور المار من خلالها.

ويشير CH_2O إلى وجود مادة عضوية تأكسدت بوجود الأكسجين ونتج عنها ثاني أكسيد الكربون وماء. علما بأن ثاني أكسيد الكربون ينتج من بعض المركبات الكيماوية الأخرى ومن تفاعلات الكبريتات والنترات، وتتحرك الأحماض والمواد الذائبة الناتجة عن العمليات الكيماوية إلى أسفل بواسطة الماء وبخاصية الانتشار وتعمل على إغناء الماء بالمعادن وبالمواد العضوية.



شكل (١-٢) ـ التوزيع العمودي للمياه الجوفية

(من Erguvanli 1973)

وقد أثبتت القياسات التي قام بها بعض العلماء على عينات من غاز التربة في مواقع متعددة أن الضغط الجزئي لثاني أكسيد الكربون في هواء التربة يكون عادة أعلى من الهواء الجوي للأرض ويتراوح بين 10^{-1} bar -- 10^{-3} والسبب في اختلاف ضغط ثاني أكسيد الكربون هو الاختلاف في درجة الحرارة وظروف الرطوبة والنشاط الميكروبي وقابلية المواد العضوية وتأثير تركيب التربة على انتشار الغازات.

وينتج من تفاعل ثاني أكسيد الكربون مع الماء تغيير للحموضة، فمثلا إذا كان الضغط الجزئي لثاني أكسيد الكربون 10^{-1} bar ودرجة حرارة الماء ما بين 0-2 °C فإن درجة الحموضة تتراوح بين 4.2-4.5 وهذا أقل بكثير من حموضة مياه الأمطار غير الملوثة. ويعتبر تفاعل الأكسجين الحر مع معادن الحديد مثل (Pyrite) $Fe S_2$ مصدرا آخر للحموضة، مع العلم بأن العمليات البيوكيماوية والهيدروكيماوية قادرة هي الأخرى على زيادة الحموضة في هذا النطاق ويلعب الهيدروجين H^+ الناتج من هذه التفاعلات دورا هاما في تجوية المعادن. أما الأحماض العضوية التي تتكون في هذا النطاق فمنها ما يلعب دورا هاما في تطوير التربة ومنها ما يساهم في عمليات نقل المكونات غير الذائبة إلى أسفل باتجاه المستوى المائي.

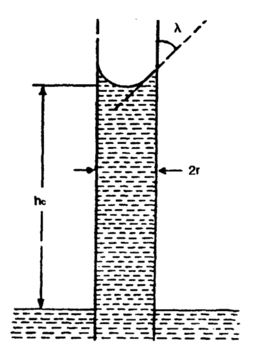
٢ . المنطقة الوسطى Intermediate Zone :-

تمتد المنطقة الوسطى من الحد السفلي لمنطقة مياه التربة ولغاية الحد العلوي للمنطقة الشعرية، وتتراوح سماكتها من الصفر وحتى بضعة مئات من الأمتار ويتوقف ذلك على سماكة منطقة التهوية وقرب سطح المياه الجوفية من سطح الأرض. وتتميز بشكل خاص بوجود المياه الغشائية (Pellicular) وهي تقوم بدور الموصل بين المنطقة القريبة من سطح الأرض والمنطقة القريبة من مستوى الماء وتكون فيها حركة المياه عمودية باتجاه الأسفل ويمر الماء الغشائي من خلالها. ويسمى الماء الفائض الذي يتحرك باتجاه الأسفل تحت تأثير الجاذبية الأرضية بالماء الجذبي (Gravity Water) .

٣ . المنطقة الشعرية Capillary Zone

تسمى المنطقة الموجودة فوق مستوى سطح الماء الجوفي مباشرة بالمنطقة الشعرية كما يسمى الماء الذي ارتفع عبر شقوق ومسامات التكاوين الصخرية بواسطة الخاصية الشعرية بالماء الشعري Capillary Zone .

وبناء عليه فإن المنطقة الشعرية تمتد من سطح المياه الجوفية إلى أعلى وحتى الحد الذي تصل إليه المياه المرتفعة بواسطة الخاصية الشعرية.



شكل (٤-٢) ارتفاع الماء في الأنبوب الشعري

(من Todd 1959)

لقد قام عدد من الباحثين بدراسة توزيع الماء وارتفاعه في المنطقة الشعرية على أساس خواصها المسامية وعلى أساس أن الشقوق والفراغات الدقيقة في التكاوين الجيولوجية على شكل أنابيب شعرية. وكما هو معروف فإن ارتفاع الأنبوب الشعري h_c (شكل ٢-٢) يمكن اشتقاقه من التوازن بين الشد السطحي للماء ووزن الماء المرتفع. فإذا كان T يرمز للشد السطحي وγ للوزن النوعي للمادة و r لنصف قطر الأنبوب و λ لزاوية التماس بين السطح الهلالي للماء وجدار الأنبوب، فإن ارتفاع الأنبوب الشعري يعبر عنه بالمعادلة التالية:ـ

$$h_c = \frac{2T}{r\gamma} \cos \lambda \qquad (٣.٢)$$

وإذا أخذنا T = 0.074 غرام/سم عند درجة حرارة 50 فهرنهايتية فإن الارتفاع الشعري بالسنتمترات هو تقريباً:ـ

$$h_c = \frac{0.15}{r} \cos \lambda \qquad (٤.٢)$$

تختلف زاوية التماس λ حسب تركيب السائل ونظافة الأنبوب وهي تساوي صفراً في حالة الزجاج النظيف والماء النقي، ويتراوح الارتفاع الشعري بافتراض هذه القيمة في الحصى ما بين (1-2)mm وفي الرمال ما بين 10-12cm وفي الطفل ما بين 50-60 cm . ومن دراسة بعض العلماء لأربع عينات مختلفة من الرمل ذات درجات مختلفة من التراص (Packing) وضعوا المعادلة التقريبية التالية لمعرفة الارتفاع الشعري الأعظم.

$$h_{c\ (max)} = \frac{2.2}{dH}\,\frac{(1-n)^{\frac{2}{3}}}{n_1} \qquad (٥ . ٢)$$

حيث أن (dH) هو المعدل التجانسي لقطر الحبيبة مقاسا بالمليمتر وn هي المسامية.

المياه المعلقة (Perched Water) :-

ان المياه المتجمعة فوق الطبقات غير النفاذة التي تعلو مستوى المياه الجوفية والموجودة في نطاق التهوية تسمى بالمياه المعلقة. ويسمى الحد الأعلى للمياه المعلقة بمستوى المياه المعلقة شكل (١-٢) وعموما فإن كميات المياه المعلقة تكون قليلة، إلا أن لها أهمية خاصة في بعض الاستعمالات المحلية، علما بأنه يجب أخذ الحيطة والحذر عند استغلالها ويجب مراعاة عدم اختلاطها بالمياه النقية. وذلك لأنها تكون ملوثة في كثير من الأحيان. ويرتبط تكوين هذه المياه بوجود طبقات بينية وعدسات صغيرة ذات نفاذية ضعيفة مثل الطين والطمى، والتي تحجز مياه الهطول المترشحة والمياه الفيضانية والمتكاثفة وتكون سماكتها عادة صغيرة لا تتجاوز (١-٢) م.

مستوى المياه الجوفية Water Table :-

يحد المنطقة المشبعة بالماء من الأعلى سطح غير منتظم يسمى مستوى المياه الجوفية أو طاولة المياه الجوفية (Water Table) أو السطح الحر أو سطح النطاق المشبع. وعموما فإن شكل هذا السطح يتوافق مع شكل طوبوغرافية المنطقة فهو مرتفع في القمم ومنخفض في المنخفضات والجداول.

ولمنطقة الاشباع خواص مختلفة، كما أن المياه الموجودة في هذه المنطقة تحمل أسماء مختلفة منها الماء الحر (free water) والماء المضغوط، وسوف نشرح المستوى المائي وتغيراته في الفصول القادمة.

ب . منطقة (نطاق) الاشباع Saturatted Zone :-

يمكن تعريف منطقة الاشباع بالمنطقة المشبعة بالماء والمحددة من الاسفل بمستوى الاساس (طبقة غير نفاذة) ومن الاعلى بسطح المياه الجوفية، وإذا كان يعلو طبقة المياه الجوفية طبقة كتيمة (غير نفاذة) فإن الحد العلوي لمنطقة الاشباع يكون السطح السفلي للطبقة الكتيمة.

وتكون منطقة الاشباع مشبعة بالماء، أي أن مساحاتها وشقوقها وفراغاتها تكون مملوءة بالماء تحت الضغط الهيدروستاتيكي وتتراوح سماكتها نظريا بين ١٠-١٢ كم وهو الحد الذي لا يمكن للماء، نظريا، أن يوجد بعده بحالة سائلة، علما بأن سماكة هذه المنطقة، عمليا، أقل من ذلك بكثير حسبما أمكن ملاحظته حتى الآن. وفي الحقيقة فإن الاشباع في هذه المنطقة يمتد قليلا إلى أعلى فوق مستوى المياه الجوفية وذلك بفعل الخاصية الشعرية.

وتملأ المياه الجوفية كل الفراغات في هذه المنطقة وتعتبر المسامية هي القياس الاساسي والمباشر للماء الذي تحويه هذه الفراغات لكل وحدة حجم. ولا يمكن ازالة كل المياه الموجودة في هذا النطاق بواسطة التصريف أو الضخ من الآبار وذلك بسبب القوى الجزيئية وقوى الشد السطحي ويبقى مقدار معين منها بين أطراف الحبيبات والشقوق مهما زادت عمليات التصريف ويسمّى هذا الماء بالماء المتبقي (retained water) .

أما النسبة المئوية لحجم الماء الذي سيحتفظ به بعد الاشباع ضد قوى الجاذبيا الارضية إلى حجمه الكلي فيسمى الاحتفاظ النوعي (Specific Retention) .

وإذا رمزنا له بالرمز S_r ورمزنا لحجم الماء المحتفظ بالرمز W_r وللحجم الكلي للصخور أو التربة بالرمز V فإن :-

$$S_r = \frac{100W_r}{V} \qquad (٢.٦)$$

ان الماء الذي يمكن أخذه من الطبقات المائية بالتصريف أو الضخ من الآبار يدعى بالعطاء النوعي ويرمز له بالرمز S_y ويعرف على أنه النسبة المئوية لحجم الماء الذي يمكن أخذه بالجاذبية إلى الحجم الكلي للصخور أو التربة علما بأن مصطلح المسامية الفعالة (Effective Porosity) له معنى مرادف للعطاء النوعي. وإذا ما رمزنا لحجم الماء الممكن أخذه أو تصريفه بالرمز (W_y) فإن :-

$$S_y = \frac{100W_y}{V} \qquad (٢.٧)$$

وإذا كان W هو حجم الماء جميعه فإن $W = W_r + W_y$ وعليه فإن المسامية الحقيقية :-

$$n = S_r + S_y \qquad (٢.٨)$$

يعتمد العطاء النوعي على خواص التكوين الحاوي على الماء مثل المسامية وحجم الحبيبات وشكلها وتوزيعها وعلى تراص الطبقات (Compaction) وتتراوح نسبة العطاء النوعي ما بين ١٠-٢٠٪ للتكوينات المائية الغرينية بينما تصل في الرمل المنتظم إلى ٣٠٪.

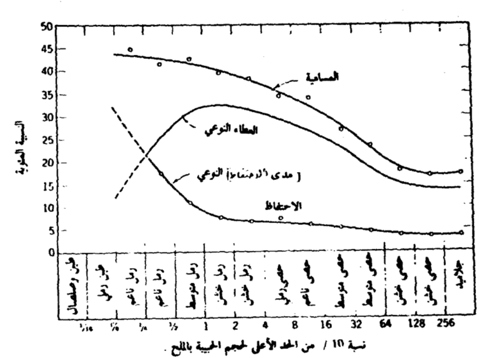
لقد تم الحصول على بعض المعلومات الكمية عن العطاء النوعي من التحريات الحقلية الواسعة للحوض الساحلي الجنوبي من لوس انجلوس في منطقة كاليفورنيا في الولايات المتحدة الامريكية بعد أن تم أخذ نماذج مختلفة ومتعددة من السطح المكشوف ومن الحفر الاختبارية والآبار وتم تحديد المساميات والاحتفاظات النوعية في المختبر وأمكن الحصول على العطاءات النوعية كمجموعات أو فرق (جدول ٢.١) ويظهر في الشكل (٢.٣) منحنيات توضح تغيرات المسامية والعطاء النوعي والاحتفاظ النوعي مع حجم الحبيبة.

النسبة المئوية للعطاء النوعي ٪ S_y	المواد
25	الحصى (رمل يحوي رمل مع حصى وحصى مع رمل).
	الرمل الناعم، الرمل الصلب،
20	الرمل المتماسك
10	الصخر الرملي والرسوبيات المشابهة
5	الحصى والطين، الطين والحصى، المتماسك والرسوبيات المشابهة
3	الطين، الطمي، الطين الرملي، الحمم الصخرية والصخور الأخرى الناعمة الحبيبات

جدول (١-٢) العطاء النوعي لتكوين مائي رسوبي في وادي ساكرا مينوتي كاليفورنيا ـ الولايات المتحدة الأمريكية

(من Todd 1959)

ولقد تم تعيين العطاءات النوعية المبينة في الجدول (١ـ٢) وتحديدها على أعماق ٦-٦١ متر تقريباً وتم تصنيف النتائج المبينة في الجدول (٢-٢) اعتماداً على مجموعات الخزن (Storage groups) التي لها بعض الصفات الطبيعية والجيولوجية المشتركة. ويمكن ملاحظة القيم التي تتناقص مع العمق وتعتمد على درجة التماسك (Compaction) في النهر وفي الترسبات النهرية الغرينية.



الشكـل (٣-٢) تغير المسامية، العطاء النوعي، والاحتفاظ النوعي مع حجم الحبيبات، للحوض الساحلي الجنوبي، ، كاليفورنيا (بعد ايكس (Eckis[13])

مجموعة خزن المياه	النسبة المئوية للعطاء النوعي Sy %			
	عمق المنطقة ٦-١٥م	عمق المنطقة ١٥-٣٠,٥م	عمق المنطقة ٣٠,٥-٦١م	عمق المنطقة ٦-٦١م
ترسبات القنوات وسهول الانهار الفائضة	٣,٦	٣,٢	٢,٤	٢,٨
السهول الغرينية المنبسطة والترسبات المخروطية أو المروحية	٢,٤	٢,٣	٣,١	٢,٢
الترسبات الغرينية المتقطعة .	١,٩	١,٨	١,٩	١,٩
الترسبات الحوضية	١,٥	١,٤	١,٨	١,٧
جميع الوادي	٢,٤	٢,٢	٢,١	٢,٢

جدول (٢-٢) العطاء النوعي التقديري لمجموعات خزن المياه في وادي ساكرا منيتو كاليفورنيا ـ الولايات المتحدة الامريكية .

(من Todd 1959) بعد تغيير الوحدات

٢.٣ الطبقات المائية وأنواعها :ـ

الطبقة المائية (Aquifer) هي عبارة عن تكوين جيولوجي له القدرة على حمل الماء ونقله وإعطائه بكميات كافية تساهم في تطوير الاقتصاد. أما الطبقة الكتيمة (الصادة) (Aquiclude) فهي تكوين جيولوجي له القدرة على حمل الماء وليس له القدرة على نقله واعطائه بشكل كاف لتزويد الآبار أو الينابيع، وأما الطبقة المصمتة (Aquifuge) فهي تكوين جيولوجي ليس له القدرة على حمل الماء أو نقله واعطائه وفتحاته غير متصلة.

تتكون التكوينات المائية المتطورة والمعروفة بالطبقات المائية والتي تشكل في الغالب حوالي ٩٠٪ من مجموع التكوينات المائية المستغلة في العالم من صخور غير متماسكة مثل الحصى والرمال.

وتقسم حسب وجودها إلى أربعة أقسام هي :ـ

- مجاري المياه.
- الوديان المطمورة أو المهجورة.
- الوديان التي بين الجبال.
- السهول المجاورة للجبال.

وتتصف هذه التشكيلات بنفوذيتها العالية نظرا لعدم تماسكها مما يجعلها غنية بالمياه الجوفية. وتتكون مجاري المياه من الطمي والغرين الذي يبطن قنوات المجاري.

ويلاحظ أن الآبار التي تحفر في الطبقات المائية ذات النفوذية العالية والمجاورة للجداول تعطي كميات كبيرة من المياه ويرجع ذلك إلى التغذية المستمرة من مياه الجداول التي ترشح إلى المياه الجوفية.

تتباين الصخور الكلسية في قدرتها على حمل الماء واعطائه ويرجع سبب ذلك إلى اختلافها في الخواص الفيزيائية، فهي تختلف بصورة واسعة في الكثافة والمسامية والنفاذية ويعتمد ذلك على ظروف ترسيبها وعلى درجة تماسكها وقد

تحتوي الصخور الكلسية الكهفية والمشققة على كميات كبيرة من المياه أكثر مما تحويه الصخور الحطامية، علما بأن بعض الصخور الكلسية قد تكون ذات نفاذية ضعيفة. وتتراوح الفتحات في الصخور الكلسية من مسامات مجهرية إلى كهوف (Caverns) ذوبان كبيرة قد تشكل قنوات كبيرة تحت سطح الأرض بدرجة كافية يستطيع معها حمل تدفق المجرى بأكمله، وقد أطلق اسم النهر المفقود (Losy River) على المجرى الذي يختفي بصورة كاملة تحت سطح الأرض في المناطق الكلسية وأغلب الينابيع توجد عادة في المناطق الكلسية. ويسبب ذوبان كربونات الكالسيوم في الماء عسرا للمياه الجوفية في التكوينات المائية الكلسية، إلّا أن الاذابة المستمرة للصخر الكلسي تعمل على زيادة الفراغات المسامية والنفاذية، وينتهي الأمر بالأرض الكلسية إلى تكوين منطقة كارستية أو كهيفية. ومن الجدير بالذكر أن الجريان تحت السطحي للمياه خلال الصخور الكلسية يسبب في حدوث خزانات كبيرة من المياه الجوفية. ويعتبر الجبس (Gypsum) على الرغم من عدم شيوعه صخر قابل للذوبان أيضاً.

ويمكن للصخور البركانية أن تكون هي الأخرى طبقات حاملة للماء ونفاذة، وخاصة البازلت الذي يعتبر أهم صخر بركاني بالنسبة للهيدروجيولوجيين، حيث تتناسب نفوذية البازلت مع عمره فكلما ازداد عمره قلت نفوذيته ويعود ذلك إلى عوامل الحت عليه.

وتعتبر الانسيابات البازلتية (Basalt Flow) نفاذة جدا إذا ما قورنت بالحجر الكلسي، وتشكل البريشيا المتدفقة (Flow Breccia) مناطق نفاذة أخرى في الصخور البركانية، حيث توجد المسامات بين طبقات الحمم وأنابيبها وفي شقوق التقلص الناتجة عن المفاصل. وتعتبر الصخور البركانية الأخرى مثل الرايولايت والطف والرماد البركاني أقل نفاذية من البازلت.

أما الحجر الرملي والكونجلوميريت (الجلاميد) فتعتبر عموما طبقات حاملة سيئة للماء، لكونها عبارة عن أشكال متماسكة (Cemented) للرمل والحصى لذا فقد قلت مساميتها وعطاؤها بسبب المادة اللاصقة وتعتبر أفضل أنواع التكوينات الرملية الحاوية على الماء تلك التي تكون متماسكة جزئيا، أو تلك التي تعطي الماء

من خلال مفاصلها. وبما أن الكونجلوميريت له توزيع محدود، لذا فهو غير مهم كتكوين صخري حاو على الماء. وتعتبر الصخور المتحولة والمتبلورة غير نفاذة نسبيا، إلّا في حالة تشققها ولا يتم استغلالها إلا في حالات خاصة كقربها من السطح وكثرة تشققها، فيمكن عندئذ أن تتطور إلى آبار صغيرة للأغراض المنزلية.

وأما الصخور الغضارية الواسعة الانتشار في الطبيعة كالطفل والمواد الخشنة المزوجة مع الطفل فهي عموما عالية المسامية ولكنها صخور غير منفذة نسبيا. وتعتبر من أكثر الصخور الكتيمة انتشارا في الطبيعة. ويمكن حفر آبار ضحلة في التربة الطينية لغايات الاستعمال المنزلي.

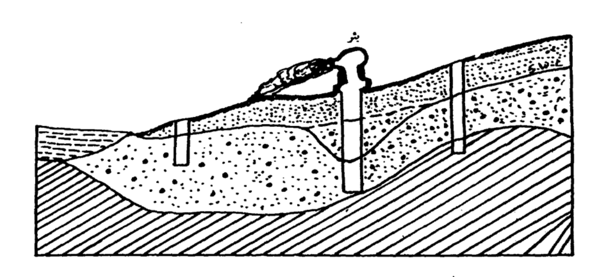
ان معظم التكوينات المائية يمكن تصورها كمستودعات خزن ذات امتداد كبير تحت الأرض ويمكن للماء أن يدخل الخزان نتيجة العلو الطبيعي أو الاصطناعي ويمكن له أن يجرى بفعل الجاذبية ويمكن استخلاصه بواسطة حفر الآبار وضخ الماء. وتتواجد التكوينات المائية على عدة أنماط ويمكن تقسيمها إلى :-

١ . التكوين المائي غير المحصور أو طبقة المياه الحرة Unconfined Or Free Aquifer

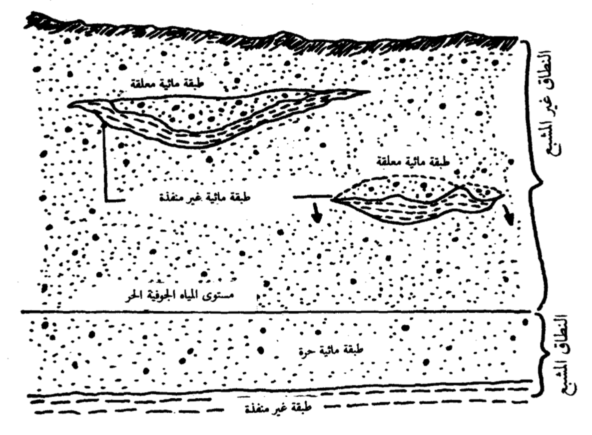
تعتبر الطبقة المائية غير المحصورة من التكاوين التي لها القدرة على حمل الماء واعطائه للآبار والينابيع والجداول، وهي تتواجد في النطاق المشبع ويتصل سطحها العلوي مع الضغط الجوي لذلك تسمى بالطبقة المائية الحرة ويسمى المستوى المائي بالمستوى الحر، ويمكن تعريفها بالطبقة الحاملة للماء التي يحدها من الاسفل طبقة كتيمة غير نفاذة أو نصف نفاذة ومن الأعلى المستوى المائي المتصل مع الهواء الجوي (شكل ٤-٢أ). ويدعى السطح العلوي للمياه الجوفية في هذه الطبقات بمستوى الماء الساكن (Static Water Level) ويمكن قياسه من داخل الآبار بواسطة أجهزة خاصة، ويستفاد من هذه القياسات في تجارب الضخ كما سيأتي شرحه في الفصول القادمة، وفي تحضير خرائط خاصة لمستوى الماء الساكن تساعدنا في دراسة حركة المياه الجوفية وتوزيعها. وتعرف المسافة بين سطح الأرض وسطح الطبقة المائية الحرة بعمق المستوى المائي الحر أو بعمق مستوى الماء الساكن، وهو يعتمد على ظروف التغذية وسرعة الجريان.

إن السطح العلوي للطبقات المائية الحرة لا يكون مستويا، إذ يعتمد على نوع الطبقات المائية وعلى التركيب التكتوني والشكل الطوبوغرافي للمنطقة. ويعتبر خروج المياه الجوفية من الطبقات المائية الحرة أحياناً إلى سطح الأرض لتكون المستنقعات من أهم مميزات الطبقات المائية الحرة.

وتعتبر طبقة المياه الحرة المعلقة حالة خاصة من حالات الطبقات المائية الحرة، إذ ان وجود طبقات كتيمة صغيرة الحجم فوق المستوى الحر للمياه الجوفية قد يسبب في تراكم كميات محدودة من المياه تسمى المياه الحرة المعلقة ويسمى سطح هذه المياه بالسطح الحر المعلق وتكون عادة قريبة من سطح الأرض (شكل ٥-٢) وغالباً ما تكون عدسات الطفل الرسوبية (Clay Lenses) أجسام مائية معلقة وتعطي الآبار التي تخترق هذه التكاوين كميات صغيرة ومؤقتة من المياه.



(شكل ٤-٢) طبقة مائية حرة (من Erguvanli 1973)



(شكل ٥-٢) الطبقات المائية المعلقة (من Erguvanli 1973)

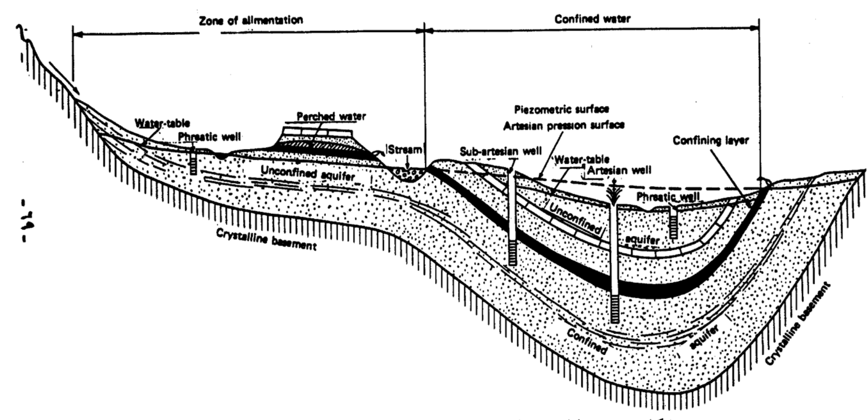
٢ . التكوين المائي المحصور (الطبقة المائية الارتوازية أو الانضغاطية)

Confined Or Artisian Aquifer

وهي الطبقة الحاملة للماء والمحصورة بين طبقتين كتيمتين من الأعلى ومن الاسفل والواقعة تحت تأثير ضغط يفوق الضغط الجوي، وليس لها سطح حر وعند حفر الآبار في هذه الطبقات يرتفع الماء داخل أنابيب الحفر ويأخذ المستوى المائي عندئذ إسم المستوى البيزومتري أو المستوى الانضغاطي أو المستوى الهيدروستاتيكي. ويسمى الماء في هذه الطبقات بالماء الارتوازي. وإذا ما تجاوز السطح البيزومتري سطح الأرض (سطح بيزومتري موجب) فإن المياه الارتوازية تدعى بالمياه الارتوازية التدفقية وتسمى البئر الذي تخرج منه هذه المياه بالبئر

التدفقية. أما إذا لم يتجاوز السطح البيزومتري سطح الأرض فتسمى عندها المياه بالمياه الارتوازية وتسمى البئر في هذه الحالة بالبئر الارتوازية. وتدعى المنطقة التي تدخل منها المياه إلى الطبقة الارتوازية بمنطقة التغذية وتكون تقريبا على نفس المستوى الذي يكون عليه السطح البيزومتري، لذلك فإن هبوط السطح البيزومتري يعكس تبدلات الضغط في الطبقة الارتوازية ولا يدل على تغيرات في حجم المياه المخزونة كما هو الحال في طبقات المياه الحرة. ويمكن تحضير الخرائط الكنتورية والمظاهر الجانبية (Profiles) للسطح البيزومتري من معطيات البئر المشابهة لتلك التي بمستوى الماء في الطبقة المائية الحرة، والتكوين المائي المحصور يصبح تكوينا مائيا غير محصور في حالة انخفاض السطح الارتوازي اسفل الطبقة الكتيمة العليا. وتتواجد في كثير من الأحيان مجموعة من الطبقات المائية المحصورة (المضغوطة) فوق بعضها البعض وتدعى في مثل هذه الحالة بالطبقات المائية المضغوطة المركبة (Super Pose) ويمكن للطبقات المائية الحرة أن تعلو الطبقات المائية المضغوطة في بعض المناطق، ويسمى هذا الوضع بالطبقات المائية المختلطة (Nappes Diverses) (شكل (٦-٢) ويشترط لتكون الطبقات المائية المضغوطة في التكاوين المختلفة وجود مصدر مستمر للتغذية وبكميات كافية من المياه كمياه الأمطار ويشترط كذلك وجود طبقتين كتيمتين تحدان الطبقة المضغوطة من الأعلى ومن الأسفل ويفترض ملاءمة الخواص التركيبية (الميل، الطي، الشقوق) لضغط المياه الجوفية.

أما الطبقة التي تكون محصورة بين طبقتين كتيمتين من الاعلى ومن الاسفل والحاملة لمياه خاضعة لضغط يساوي الضغط الجوي فتسمى بطبقة المياه الحبيسة وهذه المياه هي حالة خاصة من المياه الارتوازية، حيث أن هبوط السطح البيزومتري إلى ما دون سطح الطبقة الكتيمة يجعل المياه الارتوازية مياه حبيسة لذلك فقد عرف بعض الهيدرولوجيين المياه الحبيسة بالمياه الارتوازية التي فقدت انضغاطيتها وعرفها بعضهم بالمياه الحرة المغطاة بطبقة كتيمة وهذان التعريفان لا يتعارضان في الجوهر.

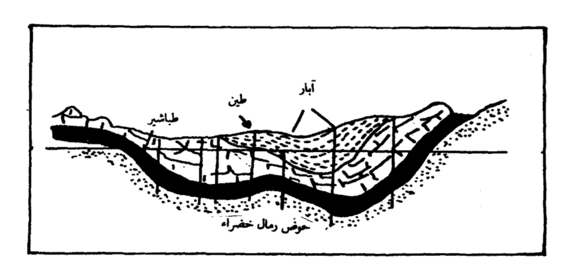


شكل (٦-٢) الطبقات المائية المحصورة والطبقات المائية غير المحصورة
(من المرجع رقم ٢٣)

ان التركيب الخاص والصفات الصخرية للطبقات المضغوطة أو المحصورة لها عدة أشكال نذكر منها:ـ

١ . التركيب المقعر (الحوض الارتوازي) (شكل ٧-٢)

ان التركيب المقعر هو انحناء ضعيف في الطبقات النفاذة ينتج عنه اشكالاً مقعرة Sencline . وتصبح المياه الموجودة في مثل هذه الطبقات واقعة جميعها تحت تأثير الضغط. وفي مستوى دخول الماء إلى الطبقات المائية يختلف الضغط عنه في أي مستوى يرتفع عنه إلى أعلى باتجاه السطح العلوي للطبقة المائية ويكون الضغط تقريبا يساوي وزن عمود الماء بين هذين المستويين. وإذا كان مستوى المياه في منطقة الدخول أعلى من مستوى الآبار المحفورة فإن المياه سترتفع في الانابيب وتجرى على السطح ، وإذا قل المستوى فإن الماء سيرتفع بنسبة الفرق في المستوى، وهذا هو السبب في تدفق المياه الجوفية في المناطق المنخفضة (Positive) وارتفاعها في المناطق التلية (Negative) .



شكل(٧-٢) مقطع جيولوجي لحوض ارتوازي بشكل تركيب مقعر
(من Erguvanli 1973)

ويعتبر فقدان الطاقة الناتج عن الاحتكاك أثناء جريان المياه في الآبار الارتوازية هو السبب في ارتفاع مستوى الماء في الأنابيب لأقل من المستوى البيزومتري . وفي حالة وجود مجموعة من الطبقات المضغوطة في حوض مائي ، فإن مستوى المياه الجوفية في الطبقة السفلى سيكون أكثر ارتفاعا ، وذلك بسبب الفرق في المستوى وبسبب الزيادة في الضغط الهيدروستاتيكي لهذه الطبقة .

٢ . الطبقة الارتوازية المائلة . (شكل ٨-٢)

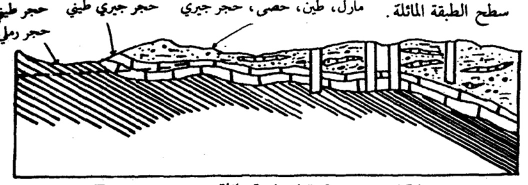
يسبب انحناء الطبقات النفاذة بشكل خفيف باتجاه معين في حدوث تركيب ذي ميل واحد (Monocline) وعند حفر الآبار في هذه التكاوين يرتفع المستوى المائي داخل أنابيب الحفر بسبب الضغط الهيدروستاتيكي للمياه الجوفية .

٣ . التغير الليتولوجي الارتوازي (شكل ٩-٢)

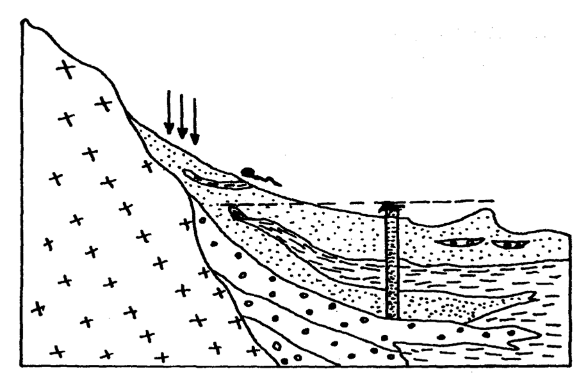
يعتبر التغير في السحنة الصخرية كافياً لتكوين مياه جوفية إنضغاطية ومع أنه نادر الوجود إلا أنه شوهد في بعض المناطق ، وتعتبر الأشكال العدسية وحالة التغير الذي يحدث في الطبقة المائية المكونة من الحصى والرمل إلى طبقة طينية غرينية غير نفاذة وغير قادرة على إعطاء الماء مثالاً للتغير الجانبي في الصفات الصخرية للطبقات المائية .

٤ . الفوالق أو الصدوع الارتوازية (شكل ١٠-٢)

يتكون هذا النوع من الطبقات الارتوازية نتيجة تأثير الفوالق أو الصدوع على الطبقات المائلة ويتكون حاجز غير نفاذ يعمل على زيادة ضغط المياه القادمة إلى سطح الطبقة المائلة .



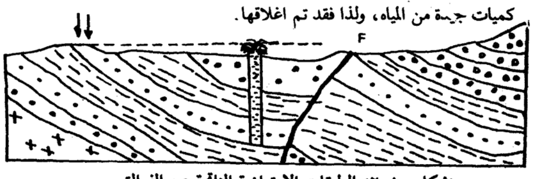
شكل (٨-٢) طبقة ارتوازية مائلة (عن Erguvanli 1973)



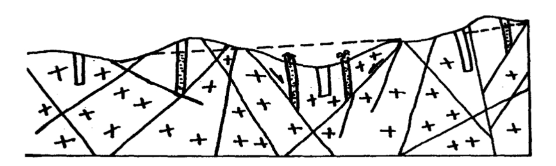
شكل (٩-٢) التغير الليثولوجي الارتوازي في الرواسب الغرينية الارتوازية
(عن Erguvanli 1973)

٥ . المياه الارتوازية المشققة (شكل ١١-٢)

يمكن للمـواد العميقـة ذات الشقـوق المختلفـة الاتجاهات مثل الشيست المتحـول والغضار ومع ندرتها، ان تمتلك خواصاً ارتوازية تمكنها من إعطاء الماء والاحتفاظ به ويعتمد احتمال وجود المياه في هذه التكاوين على الصدفة والحظ. ولـوحظ في بعض الحـالات أن الآبار المحفورة في هذه التكاوين لا تحتوي على كميات جيدة من المياه، ولذا فقد تم اغلاقها.



(شكل ١٠-٢) الطبقات الارتوازية الناتجة عن الفوالق
(عن Erguvanli 1973)



شكل (١١-٢) التكاوين الصخرية المشققة
(بعد Erguvanli 1973)

٦ . الرواسب الغرينية الارتوازية (شكل ٩.٢)

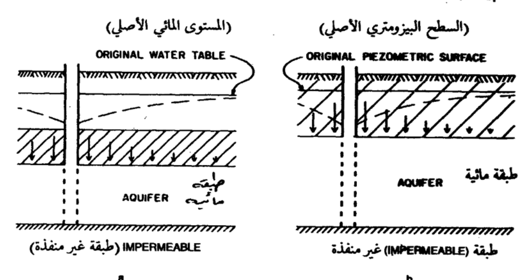
تتكون الرواسب الغرينية بواسطة مجاري المياه، مما يخلق اختلافات واضحة في الخواص الليتولوجية والتركيبية لهذه التكاوين وهذا يساهم في تكوين طبقات مائية مضغوطة وغير مضغوطة في هذه الرواسب، وبالتالي فإن مياه الآبار المحفورة في الطبقات المضغوطة تكون مياهاً ارتوازية بينما مياه الآبار المحفورة في الطبقات غير المضغوطة تكون مياهاً حرة.

٣ . الطبقات المائية الراشحة (Leaky Aquifers)

يمكن تسمية الطبقة المائية الراشحة بالطبقة المائية نصف المضغوطة (Semi Confined Aquifer) وهي عبارة عن طبقة مائية مضغوطة (Confined Aquifer) يحدها من الأعلى طبقة نصف منفذة (Semi permeable) تترشح المياه عبرها إلى أسفل باتجاه الطبقة المائية المضغوطة. ويكثر وجود الطبقات الراشحة في الأودية المغطاة برواسب حديثة حيث تكون طبقات الرمال والحصى العميقة مغطاة بالتراب والطين وبالمواد ذات الحبيبات الناعمة، وفي هذه الحالة تعتبر طبقات الرمال والحصى هي الطبقة الراشحة بينما يعتبر التراب والطين والمواد ذات الحبيبات ممثلا للطبقات نصف المنفذة. وتجدر الاشارة إلى أن الطبقة العليا نصف المنفذة يمكن أن يكون لها مستوى مائي خاص بها (شكل ١٢-٢)a ، ويلاحظ أحياناً وجود طبقة مائية حرة فوق الطبقة نصف المنفذة يمكن أن تقوم الطبقة نصف المنفذة بوصل الطبقة المائية

المضغوطة مع الطبقة المائية الحرة (شكل ١٢-٢)b ، وهذه هي حالة أخرى للطبقات المائية الراشحة.

ان المستوى المائي يتطابق مع المستوى البيزومتري في الطبقات الراشحة لكلتا الحالتين السابقتين، وعند ضخ المياه من الآبار المحفورة في هذه الطبقات فإن السطح البيزومتري يهبط أسفل المستوى المائي مسببا في تحرك المياه نحو الأسفل عبر الطبقة نصف المنفذة إلى الطبقة الراشحة.



شكل (١٢-٢) الطبقات المائية الراشحة (من Bouwer 1978)

٤ . ٢ أحواض المياه الجوفية Ground Water

الحوض المائي هو تركيب جيولوجي بشكل مقعرات منتظمة أو غير منتظمة يحتوي على أنماط مختلفة من الطبقات الحاملة للماء، ويضم مناطق التغذية والترانزيت والتصريف. ويعرف أيضاً على أنه وحدة فيزوغرافية تحتوي على طبقة واحدة أو عدة طبقات مائية متصلة مع بعضها بعضاً. وفي كثير من الحالات تعتبر حدود أحواض المياه السطحية، حدوداً لأحواض المياه الجوفية إلا أن هذه الحدود لا تتطابق.

وحيث أن التعريف الأخير يتميز بالغموض وعدم الدقة في التحديد، اعتمد الكثيرون التعريف الأول. ويمكن تعريف منطقة التغذية على أنها الجزء من سطح

الأرض الذي يرشح منه الماء إلى داخل الحوض، علماً بأنه يمكن أن يرد الحوض، تغذية جوفية من أحواض مجاورة. وتسمى الأجزاء التي تظهر فيها المياه الجوفية على سطح الأرض، منطقة التصريف. وتسمى المنطقة المحصورة بين منطقة التغذية ومنطقة التصريف، منطقة الترانزيت. ويمكن التمييز بين أحواض المياه الحرة وأحواض المياه الارتوازية.

لقد أصبحت فكرة أحواض المياه الجوفية هامة في السنوات الحالية، بعد الادراك بأن الاستهلاك المفرط للمياه الجوفية في جزء واحد من الحوض يؤثر مباشرة على تجهيزات المياه في بقية الحوض.

ويعتمد تحديد مناطق تخزين المياه الجوفية في أي بلد على الخواص الليتولوجية والتكتونية وعلى أعمار التكاوين الجيولوجية والظروف الجيوتركيبية. ويمكن تقسيم المناطق بناء على الظروف السابقة إلى وحدات هيدروجيولوجية. وقامت بعض الدول المتقدمة بتقسيم أراضيها إعتماداً على الظروف الجيوتركيبية، إلى المناطق التالية:-

١ . الأحواض الارتوازية الضخمة.
٢ . مناطق الصدوع أو الفوالق وتضم الأنظمة الارتوازية.
٣ . مناطق تطور مياه الشقوق في الصخور المتحولة والمتبلورة.

مع العلم بأنه يمكن تقسيم هذه المناطق إلى حدات أخرى تعتمد على الظروف الليتولوجية وعلى أعمار التكاوين الجيولوجية، ويمكن عمل تقسيمات داخلية أو محلية لأي بلد مع مراعاة تلك العوامل.

(٥ . ٢) تخزين المياه الجوفية:-

ان الظروف الليتولوجية، مع أهميتها، ليست العامل الوحيد الذي يؤثر على خزن المياه الجوفية، فالتكاوين الحاملة للماء هي جزء من وحدة جيولوجية أو فيزوغرافية أو تركيبة لها أبعاد وأشكال وخواص تستطيع معها الابقاء على كمية أساسية من المياه في مساماتها. ويعتمد تقدير التخزين في الطبقة المائية على معرفة

أبعاد الصخور الخازنة وسماكتها وامتدادها الجانبي، علما بأن سماكة أية طبقة مائية يمكن معرفتها بواسطة الحدود الجيولوجية والهيدروجيولوجية. مع العلم بأن الطبقات المائية جميعها لها حدود جيولوجية تنتج عن العمليات الجيولوجية والتكتونية (شكل ١٣-٢)، فمثلاً نسمي التغير في الصفات والخواص الليتولوجية أو التركيب الفيزيائي للمواد بالطبقية. والتغير في السحنة الصخرية يمكن أن يكون حدوداً سفلية للتكاوين الحاملة للماء، ففي الطبقات الغرينية يمكن للحصى والرمال أن تترتب تدريجيا إلى الغرين والطين ويمكن لعدسة من الرمل أن تدخل أحد أطرافها بواسطة المواد الطينية. ويمكن للحجر الرملي أن يصبح غنياً، بشكل تدريجي، بالعناصر الناعمة التي تملأ الفراغات وتحل محل الحبيبات الكبيرة، اما الحجر الجيري الكتلي ذو الشقوق والقنوات الكبيرة الواسعة فمن الممكن أن تحده مثل هذه التراكيب. ويجب أن تؤخذ بعين الاعتبار جميع العوامل المورفولوجية مثل الطوبوغرافية ومواقع المحطات الهيدرولوجية والمظاهر الأخرى عند دراسة ظروف تخزين المياه الجوفية، علما بأن التراكيب الجيولوجية مثل مناطق الصدوع أو الفوالق ومناطق التهشم والمقعرات الكبيرة لها أهمية كبيرة في خزن المياه الجوفية. ويعتمد تخزين المياه الجوفية على عدة عوامل هيدروليكية منها:-

١ كميات مياه التخزين وتعتمد على مناطق الرشح وتوزيع الأمطار.

٢ . الخواص الهيدرولوجية للطبقات المائية المتعلقة بجريان المياه الجوفية وتشمل: الموصلية الهيدروليكية، الناقلية، العطاء النوعي (سيأتي شرح كل منها في الفصول القادمة).

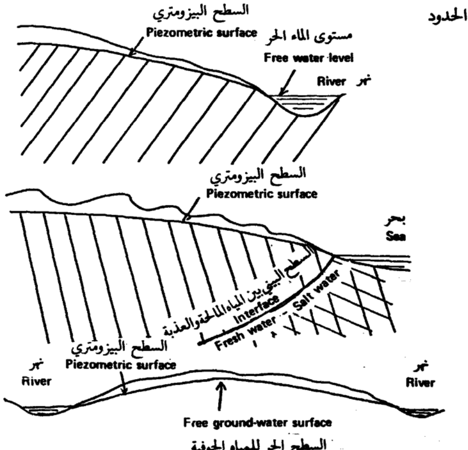
٣ . الحدود الهيدرولوجية لخزانات المياه الجوفية.

ان مصادر المياه السطحية مثل البحيرات والبرك الطبيعية والاصطناعية تساهم في تغذية الخزانات الجوفية فجريان المياه تحت السطحي يعمل على تغذية هذه الخزانات عن طريق دخول المياه إلى الطبقة المائية من المناطق المجاورة ذات العلو المرتفع. ويمكن زيادة عملية تخزين المياه الجوفية اصطناعيا بواسطة نشر المياه على سطح الأرض أو بواسطة حقن المياه إلى الآبار. وسوف نخصص فصلا في هذا الكتاب لشرح تغذية المياه الجوفية.

Examples of geological boundaries

(شكل ١٣-٢) أمثلة للحدود الجيولوجية (من المرجع رقم ٢٣)

ان حدود الطبقات الحاملة للماء ليست الوحيدة ذات طبيعة فيزيائية وفيزوغرافية، فالحدود الهيدروليكية تعتبر حدودا مانعة للجريان (شكل ١٤-٢)، ويمكن معرفة هذه الحدود من الوضع الفيزيائي ومن علو الأجسام المائية الناقلة، وتعتمد حدود التصريف ذات العلو الثابت التي تشمل مخارج الينابيع والسدود الأرضية الهيدروليكية ومستوى الجريان تحت السطحي على الحدود الجيولوجية. أما حدود العلو المتغير مثل الأنهار والبحيرات والبرك والبحار وآبار التصريف وقنوات الري وغيرها فيمكن أن تكون حدودا مغذية وحدود تصريف. وهناك نوع آخر من الحدود يظهر ملامسا للطبقة المائية من الداخل ويفصل بين سائلين مختلفين في الوزن النوعي مثل السطح الفاصل بين المياه العذبة والمياه المالحة. ونستطيع القول بأن حالة الحدود الهيدروليكية يمكن أن تكون ثابتة أو متغيرة وتعتمد حركتها على التغير في العلو، فالتغذية الاصطناعية تزيد العلو وبالتالي تعمل على تحريك الحدود



(شكل ١٤-٢) أمثلة على الحدود الهيدروليكية (من المرجع رقم ٢٣)

والحدود الهيدروليكية تؤثر بشكل كبير على حركة المياه داخل الطبقة المائية. فالطبقات المائية التي تتغذى من المياه السطحية غالبا ما تكون ذات تخزين محدود بسبب رشح المياه السطحية إلى الطبقات المائية السفلى، وفي الأنهار التي تغذي الطبقات المائية الغرينية بشكل دائم يوجد علاقة هيدروليكية بين النهر والطبقة المائية. والعلاقة المتبادلة بين النهر والطبقة المائية تكون:-

١ . **حرة ودائمة**: وذلك عندما تقطع الأنهار جميع الطبقات المائية وتكون الطبقات النفاذة تحت السطحية في أسفل النهر.

٢ . **مؤقتة ودائمة**: وذلك عندما تقطع طبقة النهر الطبقة النفاذة تحت السطحية في الأسفل على عمق معين، حيث يرتفع مستوى ماء النهر فوق مستوى الطبقة تحت السطحية في مواسم ارتفاع منسوب الماء.

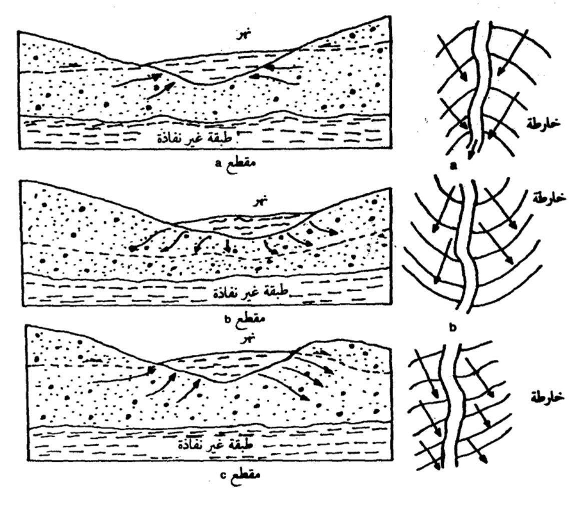
٣ . **غير موجودة**: وذلك عندما يكون مستوى النهر واقعاً أسفل مستوى الطبقة المائية بشكل دائم.

وعموما فإن جريان المياه الجوفية في الخزانات الغرينية يحدث في ثلاثة اتجاهات:-

١ . **باتجاه النهر**: حيث يتم تصريف مياه الطبقة المائية الغرينية إلى النهر، وذلك عندما يكون مستوى المياه الجوفية أعلى من مستوى ماء النهر. ونستطيع القول بأن الطبقة المائية تعمل على تغذية النهر. (شكل ١٥-٢)a .

٢ . **من النهر باتجاه الغرين**: حيث يتم جريان المياه من النهر إلى الطبقة المائية وذلك عندما يكون مستوى المياه الجوفية أقل من مستوى ماء النهر (النهر يغذي الطبقة المائية) (شكل ١٥-٢)b

٣ . **جريـان متبـادل (تغذية متبادلة)**: ويتم ذلك عندما يكون منسوب الماء في الطبقة المائية والنهر بنفس المستوى. شكل (١٥-٢)c .

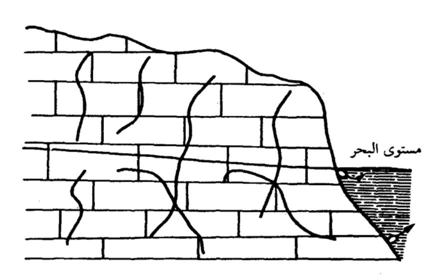


(شكل ١٥-٢) العلاقات المتبادلة بين مستوى المياه الجوفية ومستوى ماء النهر

(٢.٦) المياه الكارستية أو الكهيفية

الكرستنة أو التكهف هي العملية الجيولوجية لذوبان وانحلال وتصدع الصخور بتأثير المياه السطحية والمياه الجوفية ويتبعها نقل للمواد الذائبة والعالقة في المحاليل بعيدا عن الهضبة الصخرية، وكلمة الكارست جاءت من اسم مرتفع جبلي يقع في شبه جزيرة البلقان. وتعطي عملية إذابة الماء للصخور مثل الحجر الجيري، الدولومايت، الجبس، الملح الصخري، ميزة خاصة من ناحية قدرتها على حمل الماء وطريقة جريانه وانتشاره وتجمعه.

فالفراغات والشقوق الناتجة عن إذابة صخر الحجر الجيري على امتداد عدم الاستمرارية يمكن أن تمتلىء ببقايا الطين ذي اللون الأحمر، وربما تمتليء بالحصى أو بالرمل أو الغرين أو بالطين القادم من الأعلى، وقد تكون هذه الفراغات مفتوحة وغير ممتلئة بتلك المواد، وهذا يسهل جريان الماء خلالها. ويلاحظ أحيانا وجود بلورات الكالسيات والاراجونايت في اطراف الفراغات والشقوق وقد تكون معلقة في الأسقف وربما تكون بشكل أعمدة في الأسفل، والمياه الجوفية المتجمعة في هذه الكهوف تولد بركانا بل أنهارا من المياه الجوفية. ويمكن للطبقات المائية الغرينية أن تتواجد في بعض الأحيان فوق الصخور الكارستية وفي هذه الحالة يمكن ملاحظة دخول وتجمع واختلاط الطبقات المائية المكونة من الحصى والرمال مع المياه الجوفية، وبالنسبة لجريان المياه الجوفية في الصخور الكارستية (شكل ١٧-٢) فيكون على هيئة تيارات مائية جوفية متصلة، وليس على هيئة جداول مائية منفردة أو مستقلة، وتجري المياه في كل من الاتجاهين الافقي والرأسي. وقد وجد أن تيارات المياه الكارستية في المناطق الجبلية الواقعة على أعماق كبيرة لا تكون مرتبطة مع بعضها بعضاً بأية علاقة.



(شكل ١٨-٢) طبقة مائية كارستية مجاورة للبحر

(من Erguvanli, 1973)

أما ظروف اتصال المياه الجوفية الكارستية مع المياه السطحية فيختلف عن بقية أنواع المياه الجوفية، حيث نجد أن المخاريط الكارستية والشقوق تمتص المياه الكارستية الموجودة في الجداول المكشوفة وعند خروج هذه المياه إلى سطح الأرض تنحدر باتجاه الميل على هيئة ينابيع ضخمة عند شواطيء الأنهار، ثم تتحول من جديد إلى جداول. وقد يسبب زيادة كمية المياه السطحية الممتصة من قبل الفجوات والمخاريط الكارستية الخارجية عند الشواطيء ومجاري الأنهار إلى فقدان كميات كبيرة من المياه السطحية، حيث تتحول إلى مياه جوفية متصلة مع مياه البحر.

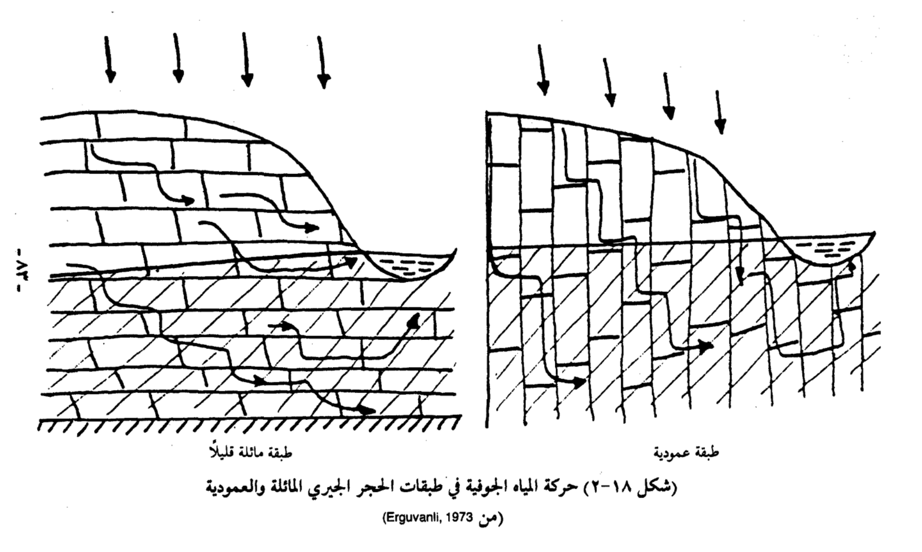
ان شكل مستوى المياه الجوفية في المناطق الكارستية يتغير بصورة كبيرة للغاية، بسبب التصريف الكبير لمياه الطبقات المائية في الجزء الذي تتركز فيه التجاويف الكارستية الضخمة وهذا يسبب انخفاضا في المستوى المائي، ويمكن أن يتغير اتجاه التيارات المائية واتجاه الجداول بشكل حاد ضمن مسافات قصيرة، وعموما فإن المياه الكارستية تختلف كثيرا في مستوياتها وصرفها، ويبين الشكل (١٨-٢) المستوى المائي لطبقة مائية كارستية متصلة مع شاطىء البحر.

أنواع الكارست:

يمكن تقسيم الكارست إلى نوعين:-

- الأول ويسمى بالكارست المكشوف، وهذا يتكون في الصخور الموجودة على سطح الأرض مباشرة.
- والنوع الثاني يسمى بالكارست المغطى: وهو الذي يتكون في المناطق التي توجد فيها الصخور الكارستية تحت السطح ومغطاة بطبقات من صخور غير كارستية.

ان المناطق الكارستية المكشوفة يتكون فيها أنواع متميزة من التضاريس مثل: التجاويف الاخدودية والمخاريط والأغوار، وفي حالة اتصال عدة مخاريط مع بعضها البعض يتكون ما يسمى بالنتوآت الصخرية، وتتراوح أقطار المخاريط من عدة أمتار إلى ٣٠م وحتى ١٥٠ مترا، وقد يصل عمقها إلى ٥٠ مترا. ونجد أحيانا



(شكل ١٨-٢) حركة المياه الجوفية في طبقات الحجر الجيري المائلة والعمودية

(من Erguvanli, 1973)

عدداً من المخـاريط الكـارستية في (١كم٢) من الأرض يصـل عمقهـا حوالي (٢٠-٣٠)م وأكثر.

وقد قسم بعض العلماء الكهوف الكارستية من حيث قياساتها إلى:-

١ . كهوف هائلة: وتصل إلى ١٠٠ كم فأكثر.
٢ . كهوف كبيرة جداً: وتتراوح بين ٢٥-١٠٠ كم.
٣ . كهوف كبيرة: وتتراوح بين ١-٢٥ كم.
٤ . كهوف واسعة: وتتراوح بين ٠,٢٥-١ كم.
٥ . كهوف غير كبيرة: وتتراوح بين ٠,٠١-٠,٢٥ كم.
٦ . كهوف صغيرة: وهي أقل من ٠,٠١ كم.

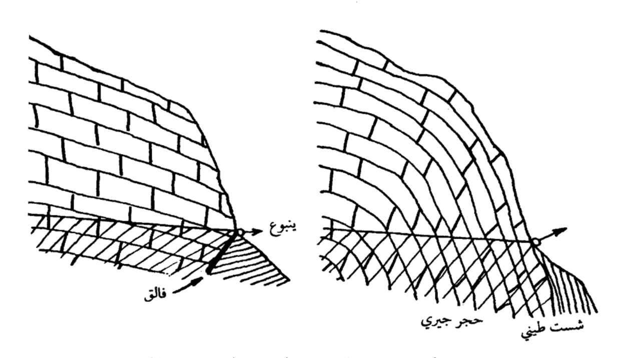
ان الأشكـال المختلفـة التي يأخـذها الكارست تعتمد على عوامل داخلية وأخرى خارجية ومن هذه العوامل:-

١ . التركيب الكيماوي للصخور.
٢ . درجة الذوبان.
٣ . الظروف المناخية وكميات الأمطار الساقطة.
٤ . المسامية.
٥ . النفاذية.
٦ . عدم الاستمرارية.
٧ . درجة الحرارة.

يعتمد عمق الكرستنة على الظروف المناخية وعلى كميات الأمطار الساقطة ودرجة الحرارة وعلى الخواص الليتولوجية للصخور وتتابعها الطبقي وعلى الظروف الداخلية المختلفة، وهو يختلف من مكان إلى آخر ويتراوح بين ١-٢م. وقد يصل ما بين (١٠٠٠-٢٠٠٠)م في العمق، ويوجـد في مقاطعة فلوريدا في الولايات المتحـدة الأميركية كهفا على عمق (٢٠٠٠)م، ويعتبر كهف الماموث أكبر كهف كارستي في العالم وهو موجود في ولاية كنتوكي في الولايات المتحدة الأميركية، ويبلغ طول مغره ومداخله ودهاليزه وهواته العميقة وأنهاره الجوفية حوالي ١٦٠كم، أما

الكهف البوتاسي الموجود في ولاية انديانا فيعتبر الكهف الكارستي الثاني من حيث الحجم، إذ يبلغ طول أكبر مغارة فيه (١٠٧)م وارتفاعها ٧٥م. ويستخرج البوتاسيوم منه لصناعة البارود.

ويساعد وجود الصخور المشققة في تكوين الكهوف الكارستية كما يسهل وجود التصدعات التكتونية شكل (١٦-٢) في الأحجار الكلسية والدولومايت وفي الصخور الجبسية والملح الصخري عملية الكرستنة، وتعتبر أماكن اتصال الصخور الكارستية مع الصخور غير الكارستية أشد أماكن تطور الكهوف والتجاويف الكارستية، حيث تتكون شبكة معقدة من الفجوات والقنوات والكهوف داخل الهضبات الصخرية المعرضة لظهور الكارست وتسمى المياه الجوفية التي تجرى داخل الفجوات بالمياه الكارستية.



(شكل ١٦-٢) الصخور المشققة والتصدعات التكتونية

(من Erguvanli, 1973)

ويزداد صرف الجداول المائية الواقعة في المناطق الكارستية عند هطول الأمطار الغزيرة وفي مواسم الفيضانات وذلك لأن الصخور الكارستية تمتاز بنفاذيتها العالية وبأشكالها المتعددة على سطح الأرض وهذا يساعد على امتصاص الهطول بشكل

سريع. ونلاحظ أن تصريف الينابيع التي تتغذى من المياه الكارستية يعتمد على شدة المطر ويتغير من عدة لترات إلى عدة أمتار مكعبة في الثانية الواحدة وتستخدم بعض الدول الينابيع الكارستية لأغراض توليد الطاقة وأصبح لها دور كبير في دعم الاقتصاد الوطني لتلك البلدان. اضافة إلى استخدامها لتزويد المناطق السكنية والأراضي الزراعية والمصانع بالمياه. وقد تطور علم خاص لدراسة المياه الكارستية يسمى هيدروجيولوجية الكارست، وذلك لأهمية ومزايا هذه المياه من جهة ولاختلاف أشكال تواجدها من جهة ثانية.

(٢.٧) المياه المعدنية والينابيع الحارة.

الينبوع هو مكان خروج المياه الجوفية كتيار متدفق وبشكل مركز على سطح الأرض، والمياه الخارجة من هذه الينابيع لها تركيب كيماوي وحرارة تختلف حسب عمق هذه المياه ومصدرها.

تتراوح درجة حرارة مياه الشرب ما بين 10-15°C تقريبا وتحتوي على ما مجموعه 1000 mg/l من المعادن والمواد الذائبة، والمياه الجوفية المتدفقة من باطن الأرض ربما تكون مرتفعة الحرارة، بينما نجد بعضها ذات حرارة عالية ويحتوي على نسبة كبيرة من المعادن والمواد الذائبة. وتدعى المياه الطبيعية ذات الحرارة المرتفعة والتي تحتوي على أكثر من 1000 mg/l من المواد الذائبة ولها ميزة علاجية بالمياه المعدنية (Mineral Water)، أما المياه الباردة التي تحتوي على مركبات بايكربونية ويمكن تبريدها وشربها فتدعى بالمياه الحادة أو القابضة وأحيانا يطلق عليها اسم المياه المعدنية. وتسمى المياه التي تحتوي على أكثر من 1000mg/l من المواد الذائبة وليس لها طبيعة علاجية بالمياه الجوفية ويعتبر هذا المقدار هو الحد الفاصل بين المياه العذبة والمياه المعدنية.

وتسمى المياه التي تحتوي على أكثر من 50g/l من المواد الذائبة بالمياه المالحة، بينما تسمى المياه بالحارة إذا زادت درجة حرارتها بحوالي (٤-٥)°م عن معدل درجة حرارة الهواء المحيط بمنطقة خروجها، وتستعمل المياه المعدنية والحارة لغايات الاستحمام والتنظيف والشرب وغيرها، وتأتي قدرة هذه المياه على العلاج لارتفاع درجة حرارتها واحتوائها على المواد الذائبة والغازات وبعض العناصر المشعة.

تصعد المياه المعدنية ومياه الينابيع الحارة من أعماق الأرض وتظهر على السطح ، وبناء على المشاهدات والقياسات المختلفة فقد تبين أن درجة الحرارة تحت الأرض تزداد حسب العمق بمعدل درجة مئوية واحدة كل ٢٥-٤٢ متر ويعتمد ذلك على نوعية الصخور ودرجة توصيلها للحرارة وعلى التراكيب الجيولوجية وبعض الخواص الأخرى. وقد أرجع بعض العلماء أصل المياه المعدنية إلى رشح المياه السطحية إلى أسفل بواسطة الجاذبية الأرضية من خلال مسامات التكاوين الصخرية وشقوقها، ومع مرور الزمن ترتفع درجة حرارتها وربما تخرج مرة أخرى إلى سطح الأرض محملة بالمواد الذائبة والمعادن، بينما رأى البعض أن هذه المياه تتكون في أعماق القشرة الأرضية ومصدرها الماغما (Magma) وعموماً فإن مصدر المياه المعدنية والمياه الحارة يمكن أن يأخذ الأشكال التالية :ـ

١ . المياه اليافعة أو مياه الأعماق Juvenile Water

تدعى المياه القادمة مباشرة ولأول مرة من أعماق القشرة الأرضية إلى سطح الأرض بالمياه اليافعة أو بمياه الأعماق (شكل ١٩-٢)a وتكمن أهمية هذه المياه في خروجها لأول مرة إلى السطح وغالباً ما تكون مياهاً حارة ومرورها من خلال تكاوين مختلفة ، يسبب في حدوث تفاعلات كيماوية تؤدي إلى إذابة مكونات هذه التكاوين ويعزى وجود المواد الكيماوية بمقادير مختلفة في هذه المياه إلى هذه التفاعلات بينما يعزى ارتفاع درجة حرارة هذه المياه لكونها آتية من الأعماق.

٢ . مياه الفادوز (Vadose Water)

ان المياه الموجودة على سطح الأرض ترشح إلى أسفل بواسطة الجاذبية الأرضية من خلال الفراغات والشقوق والكسور والصدوع وغيرها، وترتفع درجة حرارتها هناك، ومع مرور الزمن يمكن أن تخرج مرة أخرى إلى سطح الأرض بطريقة ما لتكون المياه الحارة أو مياه الفادوز (شكل ١٩-٢)b .

٣ . المياه المختلطة

تصعد المياه اليافعة من أعماق الأرض إلى أعلى وتختلط في بعض المناطق مع

c) المياه المخلوطة

b) مياه الفادوز

a) المياه اليافعة أو مياه الأعماق

شكل (١٩-٢) من (Erguvanli 1973))

مياه الفادوز الراشحة من السطح ويكونان نوعا ثالثا من المياه المعدنية الحارة يسمى بالمياه المختلطة (شكل ١٩-٢)،وحسب المشاهدات التي جرت في أماكن متعددة من العالم لوحظ أن المياه اليافعة توجد بشكل أكبر في المناطق البركانية، بينما توجد مياه الفادوز في مناطق التحركات الأرضية ومناطق الثني ومناطق الفوالق والشقوق والفراغات، ولوحظ أن هنالك علاقة واضحة بين البراكين والمياه المعدنية إثر صعود الغازات والمياه الحارة المصاحبة لانفجار البراكين.

أنواع الينابيع الحارة

يمكن تقسيم المياه المعدنية الحارة حسب مناطق خروجها من سطح الأرض إلى :-

١ . مياه الشقوق الحارة: وهي المياه التي تخرج من شقوق وفراغات الصخور.

٢ . مياه الصدوع أو الفوالق الحارة: وهي المياه التي تخرج على امتداد الصدوع.

٣ . مياه مناطق التماس الحارة: وهي المياه التي تخرج من مناطق تماس الصخور والطبقات التي تختلف في خواصها الليتولوجية.

٤ . مياه الطي أو الثني الحارة: وهي المياه المارة من الطبقات النفاذة التي تعرضت لعوامل الطي.

٥ . المياه الغرينية الحارة: وهي المياه الحارة الموجودة في الطبقات المغطاة بالغرين والقادمة من الاسفل أو من الجوانب وتدعى بالمياه الحارة المعدنية.

تمتاز المياه المعدنية الحارة بارتفاع درجة حرارتها واحتوائها على المواد الذائبة وغير الذائبة وعلى الغازات والأبخرة والعناصر المشعة، وبمجرد خروج هذه المياه إلى سطح الأرض تبدأ الغازات بالتطاير وتنخفض درجة حرارتها ويقل ضغطها، وعندما تكون نسبة المواد الذائبة في هذه المياه مرتفعة تبدأ بالترسب حول الينابيع الحارة، ومن الأمثلة على ذلك رواسب الترافرتين والرواسب السليسية والأكسيدية وغيرها. وتختلف العناصر الموجودة في المياه المعدنية الحارة في تركيبها ومقاديرها تبعاً لاختلاف مصادرها، وأهم هذه العناصر هي :-

الأنيونات والكايتونات :-

الكلور Cl : يوجد على شكل مركبات KCL, NaCl في المياه المعدنية من أصل الفادوز والمياه اليافعة ويلاحظ في بعض المناطق البركانية وجود HCl في المياه الحارة.

البروم Br : يوجد على هيئة بروميد مرتبطا مع المغنيسيوم Mg والصوديوم Na ومن أهم مصادره اللاجون.

اليود I : يوجد اليود في المياه الخارجة من بين التكاوين التي تحتوي على مواد ذات أصل عضوي، ويعتبر مميزاً للطبقات الحاوية على البترول ومن أهم مصادره اللاجون.

الفلور F : يوجد في المياه التي تزيد درجة حرارتها عن ٥٠°م.

الكبريتات SO_4 : تكثر الكبريتات في المياه الموجودة داخل التكاوين الجبسية وبالقرب منها وتتكون نتيجة ذوبان الأملاح الكبريتية مثل الأنهيدريت ($CaSO_4$) وفي حالة احتواء التكاوين الصخرية على الصوديوم تزداد سرعة ذوبان الانهيدريت. مع العلم بأن الكبريتات يمكن أن تكون نتيجة استمرار تعرض البيريت للهواء والماء.

الزرنيخ As : تدعى المياه البيكربونية التي تحتوي على الزرنيخات (KA_sO_4) بالمياه الزرنيخية، ويتميز مكان تدفق أو خروج هذه المياه برواسب الاورپيمنت As_2S_3 ذات اللون الليموني الأصفر.

الكبريت S : يوجد بأشكال مختلفة مثل الكبريتات وكبريتيد الهيدروجين والكبريتيد والكبريتوز والهيبوكبريتيد. ويوجد كبريتيد الهيدروجين H_2S في حالة غازية ويمكن تمييزه من رائحته التي تشبه رائحة البيض الفاسد التي يمكن شمها بالقرب من المياه الحارة.

الكربونات (CO_3+HCO_3) : تتميز هذه المياه بخاصية الحموضة الخفيفة، ويمكن ملاحظة هذه النسبة في مياه الأمطار، وينتج من تفاعل هذه المياه مع

الحجر الجيري أثناء مرورها فيه بايكربونات الكالسيوم $Ca(HCO_3)_2$ وذلك حسب المعادلة التالية:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O = Ca(HCO_3)_2$$

ويحدث التفاعل التبادلي عند خروج هذا النوع من المياه إلى سطح الارض، حيث تقل درجة حرارته وينخفض ضغطه، وينتج عن هذا التفاعل ترسيب كربونات الكالسيوم $CaCO_3$ وتطاير ثاني أكسيد الكربون CO_2 ويلاحظ تكون قشور من كربونات الكالسيوم وبعض الرواسب مثل الترافرتين وتسمى مثل هذه الينابيع بالينابيع الترسيبية.

الصوديوم Na : يوجد الصوديوم بكميات مختلفة في المياه المعدنية الحارة ويكثر في مياه الينابيع المالحة والقلوية، ويأتي الكلور من طبقات NaCl ذات المنشأ السطحي وتتميز مياه الينابيع ذات المنشأ العميق (المياه اليافعة) بثبات نسبة الصوديوم فيها، أما المياه ذات المنشأ السطحي (مياه الفادوز) فتتميز بتغير نسبة الصوديوم.

البوتاسيوم K : يتواجد البوتاسيوم في المياه المعدنية غالبا على هيئة كبريتات أو كربونات أو كلورات، وبجانب ذلك يوجد الصوديوم. وتزيد أيونات الصوديوم بأربع عشرة مرة عن أيونات البوتاسيوم في المياه المعدنية، بينما تزيد بثلاثين مرة في مياه البحر، مع العلم أن المعادن السليكاتية والرسوبية تحتوي على بوتاسيوم أكثر من الصوديوم نتيجة لبعض التغيرات الكيماوية.

الليثيوم Li : قلما يتواجد الليثيوم في المياه المعدنية ويمكن لبعض أنواع المياه ذات الأصل العميق أن تحتوي على الليثيوم، كما يمكن أن يتكون نتيجة ذوبان المعادن التي تحتوي على الليثيوم.

الكالسيوم Ca : تحتوي المياه الحارة التي تخرج من الحجر الجيري والحجر الجيري الدولوميتي على كمية كبيرة من الكالسيوم يسبب عسرا لها. وتتكون رواسب الترافرتين عند مخارج المياه التي تحتوي على كمية كبيرة من بايكربونات الكالسيوم. ويشير وجود الكالسيوم مع الكبريتات إلى إمكانية

مرور المياه عبر مجموعة جبسية، ويشاهد أحيانا خروج المياه الغنية بكربونات الكالسيوم من مواد ليس لها علاقة بالكربونات أو الكبريتات مثل الجرانيت والميكاشيست وغيرها، وهذا دليل على أن مصدر هذه المياه من منشأ عميق يمكن تحديده عند دراسة باقي مكوناتها.

المغنيسيوم Mg : يوجد المغنيسيوم في المياه الحارة على هيئة كربونات أو كبريتات أو كلورات. ويمكن مشاهدته في مياه الطبقات البترولية. وغالبا ما يشكل خصائص دولوميتية مع $CaCO_3$ في الطبيعة.

الحديد Fe : يوجد الحديد في المياه الحارة على شكل كبريتات أو كربونات أو على هيئة أملاح عضوية، ولا يكون مصدر المياه التي تحتوي على الحديد من منشأ عميق وغالباً ما ينتج من تحلل البيريت.

الألمنيوم Al : يوجد الألمنيوم في المياه على شكل كبريتات أو سليكات، ولا يلعب دوراً مهماً.

المنغنيز Mn : غالبا ما يتواجد في المياه المعدنية مع الحديد.

الباريوم Ba : يوجد أحيانا داخل الينابيع الملحية على شكل (Cl) وأحيانا على شكل (HCO_3) ويترسب على شكل ($BaSO_4$) .

العناصر النادرة:-

يحتوي كثير من المياه المعدنية والحارة على بعض العناصر النادرة التي يمكن التعرف عليها بواسطة التحليل الطيفي والكيماوي.

العناصر الثقيلة:-

يحتوي كثير من مياه الينابيع الحارة على بعض العناصر الثقيلة بنسب قليلة تم التعرف عليها بواسطة التحليل الطيفي مثل:-

Au, Bi, Tu, Mo, Cr, Ag, Ar, Tn, Te, Cu, Zn, Co, Ni, N, Gr, Ga

وتعمل هذه العناصر على تحسين خواص المياه الحارة من حيث ميزاتها العلاجية.

العناصر غير الألكتروليتية:-

ان أهم العناصر غير الالكتروليتية الموجودة في المياه الحارة هي :-

البور B : ان منشأ البور الموجود في المياه المعدنية يمكن أن يكون سطحياً أو عميقاً ويتكون نتيجة انفصال معادن البور.

السليسيوم Si : يوجد في المياه الكربونية والحارة جداً على هيئة حامض سليسي، حيث تتناسب درجة الحرارة والقلوية مع ذوبان السليسيوم تناسبا طرديا.

الغازات في المياه الحارة:-

لقد لوحظ خروج غازات مختلفة من المياه المعدنية الحارة ومن بعض المياه الباردة أهمها: ثاني أكسيد الكربون CO_2 وثاني أكسيد الكبريت SO_2 والأكسجين O والهيدروجين H والنيتروجين N ولوحظ وجود بعض الغازات النادرة مثل الهيليوم He والارجون Ar والنيون Ne والكربتون Kr والكسنون Kx وكبريتيد الهيدروجين H_2S والميثان NH_4 وتوجد بعض هذه الغازات في المياه المعدنية بشكل ذائب بينما يخرج بعضها بصورة مستمرة أو على شكل فقاعات.

ويعتبر النيتروجين من أكثر الغازات وجوداً في الينابيع الحارة ويأتي بعد ثاني أكسيد الكربون. ويوجد الاكسجين بكمية قليلة في بعض الينابيع التي تحتوي على كبريتات الكالسيوم ومصدره من الهواء. أما الهيدروجين فمصدره بركاني وأما الميثان الذي غالبا ما يوجد في الينابيع الملحية فمنشؤه سطحي عضوي. ويعتبر غاز ثاني أكسيد الكربون من أصل بركاني وسطحي وينتج عن بعض التفاعلات الكيماوية وشوهد في بعض المياه الحارة والباردة، ويعتبر غاز ثاني أكسيد الكبريت الذي ينتج عن النشاط البيكيماوي السطحي ذا أهمية خاصة في العلاج ويوجد بالقرب من المياه البركانية وفي الأراضي الحبيسة وله عدة مصادر. أما الغازات النادرة فتوجد مختلطة مع غيرها بنسب مختلفة، ويتم جمع هذه الغازات من المياه المعدنية بطرق

خاصة ويتم فصل النيتروجين وثاني أكسيد الكربون في البداية وبعدها يتم اجراء عمليات التحليل الطيفي للمياه لمعرفة هذه العناصر، هذا ويعتبر الأرجون والهيليوم من أسهل الغازات النادرة تميزا. واحتواء بعض الينابيع على كميات كبيرة من الغازات النادرة جعلها ذات أهمية خاصة، حيث يتم جمع هذه العناصر واستعمالها في بعض الصناعات.

العناصر المشعة في المياه الحارة:-

ان خاصية انتشار العناصر المشعة التي توجد في صخور القشرة الأرضية تكسب المياه الموجودة فيها خاصية الاشعاعية، وتختلف اشعاعية المياه والصخور من مكان إلى آخر وتعتبر الصخور العميقة هي أكثر المواد احتواء على العناصر المشعة، حيث يوجد الراديوم بمعدل (1.7 Mgr) في الطن، والمياه المشعة لها أهمية خاصة في معالجة بعض الأمراض حتى لو كانت فقيرة التمعدن. وقد لوحظ أن المياه الدافئة والباردة تحتوي على مواد اشعاعية أكثر من غيرها ولوحظ أيضا أن المياه الدافئة والباردة الخارجة من الجرانيت تحتوي على مواد اشعاعية أكثر من غيرها كذلك، أما المياه الكبريتية الخارجة من الشيست المتحول فلوحظ أنها ضعيفة الاشعاعية، وعموما فالعناصر المشعة مثل الرادون والثوريوم والاكتنوم تعتبر السبب الاساسي لخاصية الاشعاعية. هذا ويوجد نوعان من الاشعاعية في المياه الحارة هي:-

١ . **الاشعاعية المستمرة**: وتتكون نتيجة لذوبان غاز الرادون في الماء.

٢ . **الاشعاعية المؤقتة**: وهي الاشعاعية المكتسبة نتيجة لمرور المواد الاشعاعية من المياه.

★★★★★★★
★★★★★
★★★
★

الفصل الثالث

المبادىء الأساسية في حركة المياه الجوفية
والخواص الفيزيائية للطبقات المائية

(١ . ٣) مقدمة وتعريفات :-

تتـطلب دراسة هيدروليكية المياه الجوفية الماما بالعناصر الاساسية لميكانيكا المـوائع والهيدروديناميكا، ومع ان ذلك يتم بحثه عادة في كتب ميكانيكا الموائع والهيدروديناميكا، إلا أنني رأيت أن من المناسب في هذا الكتاب عمل مراجعة لخواص المـوائـع الاسـاسية وللقوانين المختلفة التي تحكم حركتها للتسهيل على القارىء ما أمكن في فهم ما سوف يتم شرحه في هذا الكتاب . ولمزيد من المعلومات ينصح بالرجوع إلى المراجع المختصة، وقد لخصت في نهاية هذا الكتاب الابعاد والوحدات المستعملة من أجل الرجوع إليها وقت الحاجة.

خواص السوائل Properties of Liquids

(★) الكثافة (ρ) Density

تعـرف كثـافـة السائل بكتلة وحدة الحجوم من ذلك السائل، وتتغير قيمة الكثافة لسائل ما بتغير درجة حرارته ويرمز لها بالرمز ρ (rho)

$$\rho = \frac{\text{كتلة حجم معين من السائل}}{\text{ذلك الحجم}}$$

ان كثافة الماء عند $4^\circ C$ تساوي $1.0\ g/cm^3 = 1000\ kg/m^3 = 1000kg\ mas/m^3$

(★) الوزن النوعي Specific Weight γ

يعرف الوزن النوعي لسائل ما بوزن وحدة الحجوم من ذلك السائل ويرمز له بالرمز γ (gamma) ، وتتغير قيمة الوزن النوعي للسائل بتغير درجة حرارته.

$$\gamma = \frac{\text{وزن حجم معين من السائل}}{\text{ذلك الحجم}}$$

وحسب قانون نيوتن الثاني للحركة فإن الوزن هو عبارة عن قوة ويساوي الكتلة مضروبة في عجلة الجاذبية الأرضية، أي أن

$$\gamma = g.\ \frac{\text{كتلة ذلك الحجم}}{\text{ذلك الحجم}}$$

وبما أن

$$\rho = \frac{\text{كتلة ذلك الحجم}}{\text{ذلك الحجم}}$$

فإن : $\gamma = g.\rho$

ان الوزن النوعي للماء عند $4°C$ في النظام FPS يساوي $9800\ N/m^3$ أما في النظام المتري فإن الوزن النوعي للماء عند $4°C$ يساوي : $1.gr.wt/cm^3$

الكثافة النوعية أو النسبية Specific Gravity

تعرف الكثافة النسبية لسائل ما على أنها النسبة بين وزن حجم معين من السائل إلى نفس الحجم من الماء عند درجة حرارة $4°C$ ويرمز لها بالرمز G

$$\text{الكثافة النوعية لسائل ما} = \frac{\text{وزن حجم معين من السائل}}{\text{وزن نفس الحجم من الماء عند } 4°C}$$

$$= \frac{\text{وزن حجم معين من السائل}}{\text{ذلك الحجم}} \times \frac{\text{ذلك الحجم}}{\text{وزن نفس الحجم من الماء عند } 4°C}$$

$$= \frac{\text{الوزن النوعي للسائل}}{\text{الوزن النوعي للماء عند } 4^\circ C}$$

أي أن :-

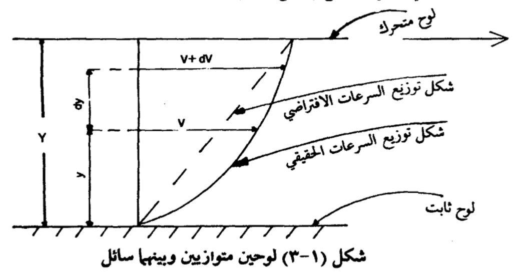
$$G = \frac{\gamma}{\gamma_w \text{ at } 4^\circ C} = \frac{\rho}{\rho_w \text{ at } 4^\circ C}$$

وعليه يمكن تعـريف الكثـافة النسبية لسائل ما على أنها النسبة بين كثافة السائل إلى كثافة الماء عند 4°C وبما أنها نسبة فهي كمية غير مقاسة وليس لها أبعاد (Dimenstionless) والكثافة النسبية للماء تساوي ١ بينما تكون الكثافة النسبية لمعظم أنواع الترب والصخور $G \approx 2.56$.

(★) اللزوجـــــة (μ) : Viscosity

ان سلوك الأجسام الصلبة تحت تأثير قوى القص يختلف عن سلوك السوائل، ففي الأجسـام الصلبة يحدث تغير معين أو تشويه (Deformation) تحت تأثير قوى القص، وربما يتلاشى هذا التغير إذا كان الجسم مرنا عند ازالة المؤثر، ولكنه لا يتلاشى كليا إذا كان الجسم لدنا. أما في حالة السوائل فإن السائل يتحرك تحت تأثير القوى المماسية (قوى القص).

ولزوجة السائل هي الخاصية التي تسمح للسائل بمقاومة الأجسام وتشويه القص، ولشرح هذه الخـاصية نأخذ في الاعتبار حالة لوحين كبيرين متوازيين، اللوح السفلي ثابت والعلوي يتحرك تحت تأثير القوة (F) بسرعة ثابتة (V) . وبينهما مسافة صغيرة مملوءة بسائل (شكل ١-٣).



شكل (١-٣) لوحين متوازيين وبينهما سائل

ان السـائـل سوف يتحرك في هذه الحالة بين اللوحين في طبقات متوازية، وتسمى هذه الحالة من حالات حركة السوائل بالجريان الطبقي Laminar Flow وطبقة السائل الملامسة للوح العلوي سوف تلتصق به وتتحرك بنفس السرعة V ، ونتيجة الاحتكاك بين الطبقات بعضها مع بعض فإن سرعات الطبقات المتعاقبة سوف تقل حتى تصل سرعة طبقة السائل الملاصقة للوح السفلي الساكن إلى الصفر، وهكـذا سيكون توزيع السرعات بين اللوحين خطا متصلاً (شكل ١-٣). ولو فرضنا أن سرعة طبقة من طبقات السائل على بعد y من اللوح الساكن هي v وسرعة الطبقة المجاورة التي تبعد عنها مسافة صغيرة جدا (dy) هي v+ dv حيث أن dv هو التغير في سرعتي هاتين الطبقتين والناتج عن قوى الاحتكاك الداخلي بينهما. وبناء على فرض نيوتين فإن إجهاد القص (Shear Stress) بين هاتين الطبقتين المساوي لقوة الاحتكـاك على وحـدة المسـاحة ($\tau = \frac{F}{L^2}$) يتناسب طرديا مع معدل السرعة العمـودية على اتجـاه السريان (الجـريان) أو ما يطلق عليه ميل منحنى السرعة (Velocity Gradient) (dv/dy) أي أن $\tau \alpha \frac{dv}{dy}$

وإذا رمـزنا لمعامل التناسب هنا بالرمز μ وأسميناه بمعامل اللزوجة المطلقة (Absolute Viscosity) أو معامل اللزوجة الديناميكية (Dynamic Viscosity) فإن :

$$\tau = \mu \frac{dv}{dy} \qquad (٣.١)$$

وتـدعى هذه العـلاقة بقانون اللزوجة لنيوتين ويمكن التعبير عن اللزوجة بمعامل آخر يسمى معامل اللزوجة الكينماتيكية (Kinematic Viscosity) ويرمز له بالرمز ν وبالشكل التالي :ـ

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} = \frac{\mu g}{\gamma} \qquad (٢.٣)$$

وعموما فإن معامل اللزوجة يقل مع زيادة درجة الحرارة ولا يتأثر كثيرا بالضغط.

(★) انضغاطية السوائل Compressibility :ـ

ان جميع السوائل الحقيقية لها قابلية قليلة للانضغاط بالمقارنة مع الغازات، كما هو معروف فإن المواد تقسم إلى مواد مرنة ومواد غير مرنة، وعند تأثير اجهادات

الضغط على المواد المرنة يتغير حجمها وشكلها، وتعرف نسبة التغير في الاجهاد ($d\sigma$) إلى الانفعال ($d\epsilon$) الناتج عنه في مادة ما بمعامل المرونة (Modulus of Elasticity) أما الانضغاطية فهي الخاصية التي تصف التغير في حجم المادة أو الانفعال الناتج عن الاجهاد وهي ببساطة عكس معامل المرونة أي $\frac{d\epsilon}{d\sigma}$. ويمكن تطبيق مصطلح الانضغاطية للمواد المرنة وغير المرنة وهو يصلح لجريان الماء عبر الوسط المسامي.
ويمكن وصف قابلية انضغاط سائل ما بواسطة معامل المرونة الحجمي (Bulk Modulus) K ، والذي يعبر عنه بالمعادلة التالية:

$$K = -\frac{dp}{(dv/v)} \qquad (٣.٣)$$

حيث أن dp هو التغير في ضغط السائل، dv/v هو الانفعال الحجمي الناتج عن الاجهاد. ان ضغط السائل P يسبب انتقالا للاجهاد، والزيادة في الضغط dp تسبب نقصانا لحجم كتلة معينة من الماء (V_w) وعليه يمكن التعبير عن انضغاطية الماء β حسب المعادلة التالية:-

$$\beta = -\frac{dV_w/V_w}{dp} \qquad (٣.٤)$$

ان المعادلة السابقة تبين وجود علاقة مرونة خطية بين الاجهاد والانفعال وميل الخط الناتج عن هذه العلاقة يدل على الانضغاطية التي لها قيمة ثابتة مهما تغير الضغط في السائل، وتتأثر قليلاً بتغير درجة حرارة الماء، وعموما تعتبر قيمة β ثابتة من الناحية العملية.

والاشارة السالبة في المعادلة (٣.٤) ضرورية للحصول على اشارة موجبة للانضغاطية.

ان ابعاد الانضغاطية β هي عكس ابعاد الضغط أو الاجهاد، ويمكن أن تؤخذ قيمتها $4.4\times10^{-10} m^2/N$ أو P_a^{-1} ، هذا ويمكن كتابة المعادلة السابقة لوحدة الكتلة لسائل ما بالشكل التالي:-

$$\beta = \frac{d\rho/\rho}{dp} \qquad (٣.٥)$$

حيث أن ρ هي كثافة السائل، وفي حالة الماء ونتيجة التكامل في المعادلة السابقة نحصل على:

$$\rho = \rho_o \exp\left[\beta(\dot{P}-P_o)\right] \qquad (٣.٦)$$

وتعبر ρ_o عن الكثافة عند الضغط P_o ، وفي الحالة التي يكون فيها الضغط P_o هو الضغط الجوي فإن المعادلة السابقة يمكن كتابتها بمصطلحات قياس الضغط وكالتالي :ـ

$$\rho = \rho_o e^{Bp} \qquad (٣.٧)$$

وعموماً فإن السائل غير المضغوط تكون انضغاطيته تساوي الصفر $(B = 0)$ وكثافته ثابتة $\rho = \rho_o$.

(★) التوتر أو الشد السطحي Surface Tension

ان أي جزء من جزئيات السائل في الداخل يكون معرضا لقوى جذب من جميع الجزيئات المحيطة به، وتكون تلك القوى متزنة مع بعضها بعضا. اما عند سطح السائل الملامس للهواء (السطح الحر) فان قوى التجاذب من الأعلى ومن الاسفل تكون غير متساوية، ونتيجة لذلك يكون سطح السائل أشبه بغشاء مرن معرض لقوى التوتر السطحي (Surface Tension Forces) المتساوية عند جميع النقط في ذلك السطح، وتؤثر بشكل عمودي على أي خط في مستوى ذلك السطح، ومقياسها هو مقياس قوة لوحدة طول (F/L) .

وقوى التوتر السطحي لا تتأثر بانحناء السطح وتبقى ثابتة عند درجة حرارة معينة بالنسبة لأسطح الاتصال بين أي وسطين. وزيادة درجة الحرارة تسبب نقصانا لقوى التوتر السطحي التي تتسبب في أن تأخذ قطرة الماء الشكل الكروي، وتتسبب في ارتفاع أو انخفاض السوائل في الفراغات الضيقة (الخاصية الشعرية) Capilarity .

وكما توجد قوى تجاذب بين جزيئات السائل بعضها مع بعض (Cohesion Forces) توجد قوى تلاصق بين جزيئات السائل والسطح الملامس (Adhesion Forces) وإذا ما كانت قوى التلاصق أكبر من قوى التجاذب فإن السائل سوف يبلل السطح الذي يلامسه، أما إذا كانت قوى التجاذب أكبر من قوى التلاصق مثل حالة الزئبق مع السطح الزجاجي فإن السائل لا يبلل السطح الذي يلامسه.

(★) القوى الذاتية Body Forces

هي تلك القـوى التي تتناسب مع كتلة السائل مثل قوى الجاذبية (Gravity Forces) التي تساوي كتلة السائل مضروبة في عجلة الجاذبية الأرضية .

(★) القوى السطحية Surcace Forces

وهي تلك القوى التي تؤثر على سطح معين من السائل مثل قوى الضغط (Pressure Force) .

(★) الضغط الهيدروستاتيكي Hydrostatic Pressure

ان أية نقطة في السائل في حالة السكون النسبي تقع تحت تأثير السائل المحيط (جزء من السائل على جزء آخر) وهذا ما يسمى بقوى الضغط الهيدروستاتيكي وهو يؤثر إلى الداخل باتجاه عمودي .

وضغط السـائـل في أية نقطة واقعة في جسم الماء عبارة عن قوة على وحدة مساحة وتؤثر في نفس النقاط وتكون دائما عمودية على المستوى الذي تؤثر عليه واتجاهاتها متساوية للداخل .

وضغط الماء في الظروف الهيدروستاتيكية يعكس وزن عمود الماء الذي يقع فوق وحدة مساحة المقطع العرضي حول تلك النقطة . ويمكن التعبير عن الضغط نسبة لضغط الصفر المطلق ، ويعبر عنه عادة نسبة للضغط الجوي ويسمى عندئذ بضغط المقياس (Gauge Pressure) وهو قراءة الضغط التي نحصل عليها عند تصفير الجهاز للضغط الجوي .

ان جميع النقط الـواقعة داخل حجم معين من سائل ساكن تحقق القانون الاساسي في الهيدروستاتيكيا الذي يمكن التعبير عنه حسب المعادلة التالية :ـ

$$\frac{P}{\gamma} + Z = \text{ثابت} \qquad (٣.٨)$$

حيث أن P الضغط الهيدروستـاتيكي وγ الوزن النوعي للسائل وZ تعبر ع

الاحـداثيات الـرأسية لنقطة واقعة داخل حجم معين من سائل ساكن. فمثلاً بالنسبة لنقطتين موجودتين في نفس الحجم من السائل واحداثياتهما Z_1 وZ_2 فإن

$$\frac{P_1}{\gamma} + Z_1 = \frac{P_2}{\gamma} + Z_2 \qquad (٣.٩)$$

حيث تعبر Z_1, Z_2 عن الاحداثيات الرأسية للنقطة الأولى والثانية.
و P_1, P_2 تعبر عن الضغط الهيدروستاتيكي في النقطتين الأولى والثانية.
و γ هو الوزن النوعي للسائل.

(★) العلو الضغطي (Ψ): (Pressure Head)

يعرف العلو الضغطي في أية نقطة في السائل بإرتفاع عمود الماء الذي يظهر في المانوميتر (Manometer) الموجود في تلك النقطة، والعلو الضغطي في الماء يساوي عمق نقطة القياس تحت السطح، وإذا عبرنا عن الضغط (P) كما في ضغط المقياس فإن:

$$P = \rho g \Psi = \gamma \Psi \qquad (٣.١٠)$$

وعليه فإن العلو الضغطي هو مقياس لضغط السائل (P). هذا وقد تم تطوير ضغط السوائل في المياه الجوفية، بحيث يكون الجريان عبر المسامات والترب من خلال التكاوين الجيولوجية.

(★) الجريان Flow

يعرف الجريان بأن حركة كتلة من السائل، اما أن تكون محددة بمحيط صلب من جميع النواحي مثل حركة المياه في الوسط المسامي وحركة المياه في المواسير، واما أن تكون محددة بمحيط صلب وسطحها العلوي ملامس للهواء مثل حركة المياه في القنـوات والـترع والأنهار، وفي الحالة الأولى يكون الضغط عند أية نقطة في الجريان أكبر أو أقل من الضغط الجوي ومن الممكن أن يتساوى مع الضغط الجوي عند بعض نقاط الجريان في بعض الحالات، أما في الحالة الثانية فإن الجريان له سطح حر والضغط عند أية نقطة على هذا السطح يكون مساوياً للضغط الجوي

ويحدث الجريان تحت تأثير قوى الجاذبية. وعموما يقسم الجريان تبعا للعوامل التي تسبب الضغط والسرعة إلى :-

١) الجريان المستقر أو الثابت Steady Flow

وهو ذلك الجريان الذي لا تتغير السرعة والضغط مع الزمن عند أية نقطة محددة فيه.

٢) الجريان غير المستقر أو غير الثابت Unsteady Flow

وهو ذلك الجريان الذي تتغير السرعة والضغط مع الزمن عند أية نقطة محددة فيه.

٣) الجريان المنتظم Uniform Flow

هو ذلك الجريان الذي لا يتغير فيه متوسط سرعة الجريان ومساحة مقطعه المائي وشكله من موضع لآخر على امتداد المجرى. وعليه فإن عمق الجريان في المجرى المفتوح يكون ثابتاً من مكان لآخر أي أن ميل السطح الحر يكون مساوياً لميل القاع.

٤) الجريان غير المنتظم Nonuniform Flow

وهو ذلك الجريان الذي تتغير فيه السرعات المتوسطة والأعماق ومساحات القطاعات المائية من مكان لآخر على امتداد المجرى.

(★) المسار Trajectory

يعرف مسار جزيءٍ ما بأنه الطريق الذي يسلكه ذلك الجزيء أثناء حركة السائل خلال فترة زمنية معينة وشكل المسار لا يتغير مع الزمن في حالة الجريان المستقر بينما تتغير قيمة وإتجاه السرعات بإستمرار مع الزمن في حالة الجريان غير المستقر، وعلى ذلك فإن مسار الجزيئات المختلفة يتغير أيضاً مع الزمن.

(★) خط السريان أو الانسياب Stream-Line

هو منحنى لحظي يمر بمجموعة نقط في السائل المتحرك في لحظة معينة بحيث يكون متجه السرعة في أي نقطة عليه وعند تلك اللحظة مماس لذلك المنحنى، أي أن خط السريان يمثل اتجاه حركة الجزيئات الموجودة عليه في لحظة زمنية معينة بينما المسار يمثل الطريق الذي يسلكه جزيء ما خلال فترة زمنية معينة.

(★) انبوب السريان Stream tube

إذا أخذنا في الاعتبار مساحة صغيرة ΔA في سائل متحرك فإن الحجم المتكون بواسطة حزمة من خطوط السريان المارة بجميع نقط تلك المساحة يسمى انبوب السريان، وفي حالة الجريان المستقر فإن شكل خطوط السريان ومساحة مقطع انبوب السريان وشكله لا يتغيرا مع الزمن، وكذلك فإن حجم السائل الذي يمر خلال مقطع معين من أنبوب السريان في وحدة الزمن لا يتغير من مقطع إلى آخر في انبوب السريان، وحيث أن مساحة مقطع انبوب السريان (ΔA) صغيرة فإنه يمكن اعتبار أن السرعة متساوية في جميع نقط تلك المساحة هذا علما بأن شكل ومساحة مقطع أنبوب السريان وكذلك السرعات تختلف من مكان لآخر على امتداد السريان.

(★) مقطع الجريان Flow area (A)

هو المقطع العرضي العمودي على جميع خطوط السريان المتقاطعة معه، ويكون مقطع الجريان مستويا إذا كانت خطوط السريان متوازية، ويكون منحنيا إذا كانت خطوط السريان غير متوازية.

(★) التصريف Discharge (Q)

التصريف هو عبارة عن حجم السائل المار عبر مقطع الجريان (A) في وحدة الزمن، ويرمز له بالرمز (Q) أي أن الحجم/الزمن = Q

وحيث أن سرعة السريان v في أنبوب السريان تكون ثابتة عند جميع نقط مساحة مقطع الجريان في الجريان المستقر فإن:

$$Q = V.A \qquad (٣.١١)$$

(★) معادلة الاستمرارية للجريان المستقر

Continuity Equation for Steady Flow

ان معادلة الاستمرارية للجريان كله في حالة ما إذا كان مستقرا تنص على أن التصريف المار في مقاطع الجريان المختلفة لا يتغير أي أن :ـ

$$Q_1 = Q_2 = \cdots = Q = \text{ثابت}$$

ومنه فإن :ـ

$$Q = V_1.A_1 = V_2.A_2 = \cdots = V.A = \text{ثابت}$$

وحيث أن مساحة مقطع الجريان والسرعة المتوسطة من الممكن أن يتغيرا من مقطع لآخر فإن :

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{A_2}{A_1} \qquad (٣.١٢)$$

أي أن السرعة المتوسطة تتناسب عكسيا مع مساحة مقطع الجريان.

خواص الطبقات المائية :ـ

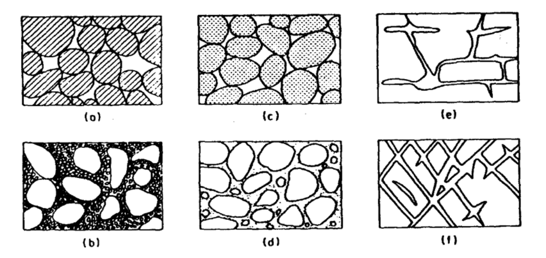
(★) المسامية Porosity (n)

تعتبر المسامية من العناصر الهيدروليكية الاساسية للطبقات المائية وهي مقياس لحجوم الفراغات في التربة والصخور وكافة الأوساط المسامية، ويمكن تعريف المسامية لصخر ما على أنها النسبة بين حجم الفراغات البينية والفجوات الموجودة بالصخر إلى الحجم الكلي للصخر، ويعبر عنها بكسر عشري أو بنسبة مئوية. فإذا ما رمزنا للحجم الكلي للصخر بالرمز V_T ولحجم الفراغات الموجودة فيه بالرمز V_v ولحجم الجزء الصلب أو لحجم الحبيبات المكونة له بالرمز V_s فإن المسامية يمكن التعبير عنها حسب المعادلة التالية :ـ

$$n = \frac{V_v}{V_T}.\%100 = \frac{(V_T - V_s)}{V_T}.\%100 \qquad (٣.١٣)$$

يبين الشكل (٢-٣) العلاقة بين المسامية وبين الانسجة المختلفة للصخور، وتعتبر نسبة المسامية عالية إذا زادت عن ٢٠٪. ومتوسطة إذا تراوحت بين

(٥-٢٠٪) وصغيرة إذا كانت أقل من ٥٪، هذا وقد قيست أعلى مسامية لرسوبيات دلتا المسيسبي الحديثة وكانت بين ٨٠-٩٠٪، ويبين الجدول ١-٣ قيما لمسامية بعض الصخور المختارة ويتضح من هذا الجدول أن الصخور الرسوبية هي أكثر أنواع الصخور مسامية، خاصة الصخور الفتاتية مثل الحجر الرملي والطيني وذلك لأنها تتكون أساسا من حبيبات تحصر فيما بينها مسامات وفجوات عديدة ويرجع انخفاض قيمة مسامية الصخور النارية والمتحولة وكذلك الصخور الرسوبية الكيميائية، إلى كونها تتكون من بلورات متماسكة ومتشابكة مع بعضها البعض دون ترك فراغات بينها.



(شكل ٢-٣) العلاقة بين المسامية والنسيج (بعد Meinzer, 1923)

تعتمد المسامية في الصخور الرسوبية بشكل رئيسي على شكل وترتيب الحبيبات وعلى درجة تكورها. وكذلك على قوة الالتحام الاسمنتي والانضغاطية بين الجزيئات، واختلاف درجة انتظام الحبيبات يقلل نسبة المسامية فكلما انتظم حجم الحبيبة وقل، كلما زادت نسبة المسامية والعكس صحيح. وتعتمد المسامية كذلك على علاقة الصخور منذ ترسيبها بالمحيط وعلى المعادن الذائبة في المياه وعلى تصدع الصخور وما ينتج عنه من فواصل وشقوق مختلفة. ويجب التمييز بين المسامية الأولية Primary Porosity التي ترتبط بمنشأ الصخر أو التربة (شكل ٢-٣ d,c,b,a) وبين المسامية الثانوية Secondary Porosity التي تنشأ في مراحل متأخرة بعد

تكوين الصخر الاصلي وتعرضه للعوامل الخارجية المختلفة ومثال ذلك الشقوق والفواصل التي تتكون في الصخور وتزيد من نسبة الفجوات نتيجة ذوبان أجزاء من الصخر الاصلي مما يساعد على تكوين الكثير من الفراغات والمسامات الثانوية (شكل (٢-٣)e) وعموما فإن المسامية الأولية تكون أعلى من المسامية الثانوية.
ويمكن تقسيم المسامية اعتمادا على مدى اتصال الفراغات والفجوات الموجودة في الصخر الأصلي إلى المسامية الكلية (Totall Parosity) التي تشمل جميع الفراغات والفجوات الموجودة في الصخر الأصلي المتصلة بعضها ببعض وغير المتصلة، والمسامية الفعالة (effective Porosity) التي تعبر عن النسبة المئوية لحجم الفراغات المتصلة ببعضها بعضاً فقط والتي لها تأثير على تحرك ومرور السوائل والغازات.

اسم المادة	n%
الحصى Gravel	20-25
الرمل Sand	25-50
الغرين Slit	35-50
الطين Clay	40-70
البازلت المتشقق Fractured Basalt	5-50
الحجر الجيري الكارستي Karst Limestone	5-50
الحجر الرملي Sandstone	5-30
الحجر الجيري اولومايت Limestone	0-20
الشيل Shale	0-10
الصخور المتبلورة المشققة Fractuered Crystalline rock	0-10
الصخور المتبلورة الكثيفة Dense Crystalline Rock	0-5

جدول ١-٣ (معدل قيم المسامية لصخور مختارة) (من Davis 1969)

يمكن ايجاد مسامية التربة والمواد المفككة الاخرى بطرق مختلفة، وتستعمل

العينات الاسطوانية المأخوذة بواسطة الحفر (Core) لايجاد مسامية المواد المتماسكة، حيث يحسب الحجم الكلي للعينة المتماسكة ثم تجفف بالفرن على درجة حرارة ١٠٥°م لمدة ١٤ ساعة على الأقل. وبحساب الوزن الجاف W_d وقسمته على كثافة الصخر أو التربة نحصل على حجم المادة الصلبة للعينة V_s وبتطبيق المعادلات السابقة يمكن الحصول على المسامية.

تعتمد كثافة المادة الصلبة للصخر أو التربة على محتواهما المعدني، فإذا كان المعدن السائد في الحصى والتربة هو الكوارتز فتستعمل عادة الكثافة 2.56 غرام/سم٣ للمادة الصلبة، وتؤخذ عادة كثافة الحجر الجيري والجرانايت بمعدل 2.8-2.7 غرام/سم٣ أما كثافة البازلت فهي حوالي 3 غرام/سم٣.

ويمكن ايجاد المسامية في المختبر بإشباع العينة بالماء وقياس حجمها الكلي ووزنها ثم يتم تجفيفها في فرن درجة حرارته ١٠٥°م لمدة كافية. وبتحويل وزن الماء المتبخر إلى حجمه، وبمعرفة كثافته يمكن حساب الحجم الذي هو حجم الفراغات المسامية V_v وبتطبيق المعادلات السابقة يمكن ايجاد المسامية. ولما كان من الصعب عمليا اشباع العينة تماما فإنه يمكن ايجاد المسامية من المعادلة التالية:ـ

$$n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \qquad (٣.١٤)$$

حيث أن ρ_b تعبر عن كثافة كتلة بلك Bulk mass density وهي حاصل قسمة الكتلة الجافة في الفرن على الحجم الحقلي. و ρ_s تعبر عن كثافة الجزء الصلب وهي حاصل قسمة الكتلة الجافة في الفرن على حجم الجزء الصلب والتي يمكن ايجادها من فحص ازاحة الماء. وفي الحالات التي لا تتطلب نتائج دقيقة وصحيحة فيمكن افتراض $\rho_s = 2.65\ g/cm^3$ لمعظم أنواع الترب المعدنية.

مثال:ـ

اناء مملوء بالرمل حجمه ٤٤ سم٣، صب ببطء في انبوب مدرج يحتوي جزئياً على الماء. وتبين حدوث ازاحة للماء بمقدار ٢٥,٧ سم٣ في هذا الانبوب، احسب مسامية الرمل في هذا الاناء.

الحل :-

ان حجم الماء المزاح هو حجم المادة الصلبة (V_s) .
وحجم الإناء هو الحجم الكلي (V_T) .

$$n = 1 - \frac{V_s}{V_T} = 1 - \frac{25.7}{44} = 0.42$$

تعتبر المسامية هامة بالنسبة إلى الموصلية الهيدروليكية Hydraulic Conductivity والتي سيتم شرحها في هذا الفصل. حيث أظهرت التجارب التي أجريت على عينات من الرمل وعلى عينات من التكاوين الصخرية الرسوبية المصدعة التي أخذت من الآبار، أن العينات ذات المسامية العالية، لها عادة، موصلية هيدروليكية عالية، إلا أن ذلك لا ينطبق على جميع أنواع التربة والصخور، فالتربة الغنية بالطين غالباً ما تكون ذات مسامية أعلى من مسامية التربة الرملية ومن مسامية التربة التي تحتوي على حصى، لكنها تكون منخفضة الموصلية الهيدروليكية، وسوف نحاول عرض ذلك عند تقدير الموصلية الهيدروليكية.

(★) نسبة الفراغات Void Ratio

يستعمل هذا المصطلح بشكل أعم في ميكانيكا التربة ليبين حجم فراغات التربة، ويعرف على أنه النسبة بين حجم الفراغات V_v وحجم المواد الصلبة V_s ويرمز له بالرمز e أي أن :-

$$e = \frac{V_v}{V_s} \qquad (٣.١٥)$$

تتراوح قيمة e عموما بين 0-3 وهي تتغير من 0.7 للرمل والحصى إلى 1.3 للطين الغير متماسك وهناك علاقة بين نسبة الفراغات e وبين المسامية n يمكن توضيحها بالمعادلة التالية :-

$$e = \frac{n}{(n-1)} \qquad (٣.١٨)$$

أو

$$n = \frac{e}{(1+e)}$$

الكثافة الكلية Bulk density

تعرف الكثافة الكلية بالكثافة لمجموع مادة الصخر أو التربة من فراغات

ومادة صلبة بعد التجفيف، وتحسب بقيمة الوزن الجاف للعينة W_d على حجمها الكلي V_T وهي تساوي $\rho(1-n)$ حيث أن ρ كثافة المادة الصلبة وn المسامية. وتؤخذ الكثافة الكلية لمعظم الرمال والترب المعدنية عادة على أنها تساوي 2.65 غرام/سم³.

(★) المحتوى المائي Water Content

يعبر عن المحتوى المائي للتربة أو للمادة المسامية إما بوزن الوحدة الجافة أو بحجم الوحدة الجافة للمادة، وحيث أن مجموع وحدة الحجم (V_T) للتربة أو الصخر يتكون من حجم الجزء الصلب (V_s) وحجم الماء (V_w) وحجم الهواء (V_a) فإن المحتوى المائي الحجمي Volumetric Water Content يمكن تعريفه بنسبة حجم الماء إلى الحجم الكلي ويرمز له بالرمز ($\theta = W_w/W_T$) وهو يعتبر من العناصر الهامة في هيدرولوجية المياه الجوفية، ويعبر عنه بكسر عشري أو بنسبة مئوية. ومن أجل الحصول على المحتوى المائي الوزني (Gravimetric Water Content) لوحدة من المادة يتم وزن العينة وهي رطبة وليكن وزنها (W_w) ثم توزن بعد تجفيفها في فرن وليكن وزنها (W_d) ويحسب المحتوى المائي الوزني من المعادلة:ـ

$$\frac{W_w-W_d}{W_d}.100$$

(★) نسبة الاشباع Saturation Percentage

ان نسبة الاشباع هي نسبة الفراغات المسامية المملوءة بالماء. ونسبة الاشباع للتربة المشبعة بالماء تساوي ١٠٠٪ ويتم الحصول عليها من حاصل قسمة المحتوى المائي على المسامية ويعبر عنها بنسبة مئوية ($(\theta/n).100$).

(٢-٣) مقدمة في حركة المياه الجوفية.

ان دراسة حركة السوائل الموجودة في القشرة الارضية تخضع لقوانين واعتبارات مختلفة، ويرجع ذلك إلى اختلاف الأوساط تحت السطحية. وقد قام كثير من علماء الهيدروليك بدراسة حركة المياه الجوفية عمليا ونظريا واعتبروا أن أوساط الجريان المسامية متشابهة ومتجانسة وتمتد إلى ما لا نهاية وأن طبقات

الأساس مستوية وأفقية ومنتظمة. علما بأن الأوساط التي تتحرك فيها المياه الجوفية هي أوساط مسامية ذات شقوق. وهي غير متشابهة وغير متجانسة. لذلك فإن نوع الجريان وشكله وسرعته تتغير حسب الوسط، وعموما فإن الكتل تحت السطحية إما أن تكون مسامية أو غير مسامية أو متشققة.

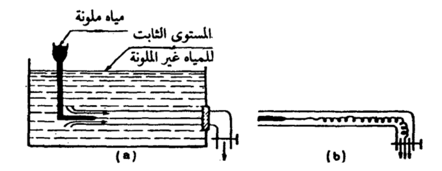
ان حركة المياه الجوفية تكون اما دائمة ومستمرة وإما غير دائمة وغير مستمرة وكما أسلفنا فإن الجريان الثابت أو الجريان الدائم أو المستمر تكون سرعة حركة المياه في كل نقطة محددة فيه متساوية وتبقى ثابتة، وبمعنى آخر فإن السرعة الموجهة لا تتغير مع الزمن ويسمى مثل هذا الجريان بالجريان المنتظم غير أن هذا الجريان لا يتواجد في الطبيعة وعموما فإن سرعات الجريان في الطبيعة تتغير مع الزمن. ويسمى الجريان في مثل هذه الحالة بالجريان غير الثابت أو غير المستمر أو غير الدائم. وجريان المياه الجوفية المستمر وغير المستمر يوجد في الطبيعة في نظامين:ـ

أ) نظام الجريان الصفائحي أو المنتظم (Laminar Flow)
ب) نظام الجريان المضطرب أو غير المنتظم (Turbulent Flow)

ان جريان المياه الجوفية في الوسط المسامي غالبا ما يكون صفائحياً، حيث تكون جزيئات السوائل على شكل خطوط متوزاية مع بعضها بعضاً وغير متداخلة وعلى شكل صفائحي. بعكس الجريان المضطرب الذي تكون فيه جزيئات السوائل غير منتظمة ومتداخلة وسرعة الجريان كبيرة ويتغير اتجاهها مع الزمن مع ان متوسط السرعة لا يتغير مع الزمن. ومن اجل ايضاح نظامي الجريان السابقين يمكن الاستعانة بتجربة رينولد وايجاد رقم رينولد لكل من الحالتين على انفراد.

ولتحقيق ذلك يتم ملء خزان بماء ملون يتصل بواسطة انبوب بحنفية ذات فتحة صغيرة (شكل ٣-٣) بشكل يؤمن جريان المياه من الخزان عبر الانبوب المتصل بالحنفية. وعند فتح الحنفية قليلاً بحيث تعطي كمية قليلة من المياه نلاحظ أن خيوطا من المياه الملونة قد انتشرت داخل المياه غير الملونة بشكل منتظم (الجريان الصفائحي). أما إذا فتحنا الحنفية بشكل أكثر لتعطي كمية أكبر من المياه فإن خيوط المياه الملونة ستنتشر في المياه غير الملونة بشكل غير منتظم ومتداخل ويسمى

ذلك بالجريان المضطرب (شكل ٣-٣).



شكل (٣-٣) a) نظام الجريان الصفائحي
b) نظام الجريان المضطرب (من Erguvanli 1979)

من هذه التجربة نلاحظ آن نظامي الجريان الصفائحي والمضطرب تحددها سرعة الجريان، ويمكن تمييز تلك السرعة اعتماداً على رقم رينولد (Reynolds number) R_e الذي يمكن التعبير عنه بالمعادلة التالية مع العلم بأنه عدد بدون أبعاد.

$$R_e = \frac{v.d}{\nu} \qquad (٣.١٦)$$

حيث ان v تعبر عن سرعة السائل أو التصريف النوعي.

d قطر الانبوب الزجاجي أو قطر المسام أو الطول البعدي للوسط المسامي.

ν لزوجة السائل الكينماتيكية.

ان السرعة التي تفصل ما بين النظام الصفائحي والنظام المضطرب تسمى بالسرعة الحرجة V_c ويسمى رقم رينولد لهذه السرعة برقم رينولد الحرج R_{ec} ويعبر عنه بالمعادلة التالية، علما بأن هذا العدد يختلف حسب الوسط والسائل.

$$R_{ec} = \frac{\vec{V_c}.d}{\nu} \qquad (٣.١٧)$$

كذلك فإن عدد رينولد للجريان عبر الوسط المسامي يمكن ايجاده حسب المعادلة التالية :-

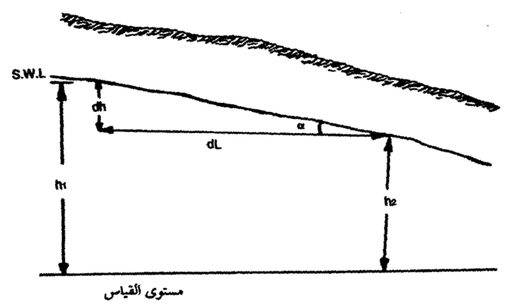
$$R_e = \frac{\rho\, vd}{\mu} \qquad (٣.١٨)$$

حيث ρ تعبر عن كثافة السائل، μ يعبر عن اللزوجة الديناميكية.

الميل الهيدروليكي Hydraulic gradient

يعتبر الميل الهيدروليكي لجريان المياه في القنوات والشقوق والمسامات من أهم العوامل المؤثرة في حركة المياه الجوفية . وهو فرق العلو لنقطتي دخول وخروج المياه الجوفية ويعبر عنه بالرمز (i) (شكل ٤-٣) وحسب المعادلة التالية :ـ

$$i = \frac{dh}{dl} = \tan \alpha \qquad (٣.١٩)$$



شكل (٤-٣) الميل الهيدروليكي (عن Erguvanli, 1979)

(٣-٣) قانون دارسي Darcy's Law

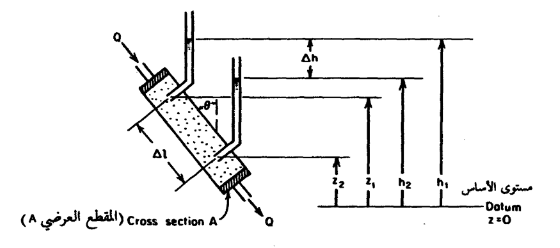
يعود مولد هيدرولوجية المياه الجوفية كعلم كمي إلى عام ١٨٥٦ وهو العام الذي قام به المهندس الفرنسي الهيدروليكي هنري دارسي بنشر تقريره في مدينة Dijon الفرنسية حول جريان المياه خلال الطبقات الأفقية الرملية ووصف تجربته التي أظهرت للوجود جريان المياه عبر الرمال، وسميت التجربة باسمه.

لقد حاول بتجاربه الدقيقة تحديد قانون جريان الماء عبر المرشحات، وأظهرت كل التجارب أن حجم الماء الذي يمر من خلال طبقة الرمل ذات طبيعة معروفة تتناسب عكسياً مع الضغط وعكسياً مع سمك الطبقة الحاجزة.

فإذا اعتبرنا أن التجربة تشبه تلك التي في الشكل (٥-٣)، وان الاسطوانة الدائرية ذات المقطع العرضي A قد ملئت بالرمل وسدت من نهايتها، ثم تم تزويدها بانبوبين، احدهما للجريان الداخل والآخر للجريان الخارج وجهازين لقياس الضغط (Manometer) ويقدم الماء للاسطوانة الزجاجية كما في الشكل (٥-٣) ويسمح له بالجريان خلالها حتى تمتلىء جميع المسامات بالماء وتصبح سرعة الجريان الداخلي Q مساويا للجريان الخارجي، وإذا اعتبرنا أن منسوب مستوى الاساس الموضح بالشكل (٥-٣) Z=0 ، ومنسوب جهازي الضغط Z_2,Z_1 وارتفاع مستويات السائل h_2,h_1 والمسافة بين جهازي قياس الضغط Δl ومن المعادلة (٣.١١) يمكن الحصول على المعادلة التالية :-

$$V = \frac{Q}{A} \qquad (٣.٢٠)$$

حيث تعبر Q عن مقدار التصريف و A عن مساحة المقطع العرضي للاسطوانة و V عن سرعة دارسي أو سرعة جريان دارسي واصطلح بعض العلماء على تسميتها بالتصريف النوعي عبر الاسطوانة، حيث انها فكرة مرئية وتقاس بسهولة وتفضل عن السرعة الميكروسكوبية التي هي حقيقية أيضاً إلا أن قياسها من المحتمل أن يكون غير ممكن.



(شكل ٥-٣) مظهر مخبري يوضح قانون دارسي.(من freeze, cherry 1979)

لقد أظهرت تجربة دارسي أن V تتناسب طرديا مع (h_1-h_2) عندما تكون Δl ثابتة،

وتتناسب عكسيا مع Δl عندما تبقى (h_1-h_2) ثابتة وإذا عبرنا عن ذلك بالرموز نحصل على : [$V\alpha (h_1-h_2)$ و $V \alpha 1/\Delta l$] وإذا عرفنا $\Delta h = h_2-h_1$ فإن Δh- يساوي h_1-h_2 وعليه يمكن اعادة كتابة التناسب الطردي بالشكل $V \alpha -\Delta h$ ومن حالتي التناسب السابقتين نستطيع كتابة قانون دارسي بالشكل التالي :-

$$V = -K \frac{\Delta h}{\Delta l} \qquad (٣ . ٢١)$$

أما في الصيغة التفاضلية فيمكن إعادة كتابتها بالشكل التالي :-

$$V = -K \frac{dh}{dl} \qquad (٣ . ٢٢)$$

حيث أن h تعبر عن العلو الهيدروليكي (Hydraulic Head) و dh/dl تعبر عن الميل الهيدروليكي (Hydraulic gradient) أما K فهو ثابت التناسب ويعتمد على خواص التربة ونوعيتها في الانبوب بالمحافظة على ثبات dh/dl وبما أن التصريف النوعي (V) يختلف من تربة إلى أخرى، فإننا نستطيع القول وبعبارة أخرى أن $V \alpha K$ عندما تكون dh/dl ثابتة. ويعرف العنصر K بالموصلية الهيدروليكية وله قيم عالية للرمل والحصى وقيم منخفضة للطين ومعظم أنواع الصخور. ومن التحليل السريع للمعادلة (٣ . ٢٢) وحيث أن $\Delta l, \Delta h$ هما وحدات الطول فإنه يتبين أن K لها أبعاد السرعة وسوف نبين فيما بعد كيف أن K تعتمد على الوسط وعلى جريان السائل من خلاله. ومن المعادلة (٣ . ٢٠) والمعادلة (٣ . ٢٢) نستطيع الحصول على :-

$$\frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl}$$

وكبديل لمعادلة دارسي نستطيع الحصول على المعادلة التالية :-

$$Q = -K \frac{dh}{dl} A \qquad (٣ . ٢٣)$$

وإذا رمزنا للميل الهيدروليكي بالرمز (i) أي أن $i = dh/dl$ فيمكن الحصول على الصيغة التالية :-

$$Q = -K.i.A \qquad (٣ . ٢٤)$$

يسري مفعـول قانـون دارسي لجريان المياه الجوفية في أي اتجاه في الفراغ، فحسب قانون دارسي (٣ . ٢٣) وبالنظر إلى الشكل (٥-٣) فإنه مع ثبات الميل

الهيدروليكي (dh/dl) والموصلية الهيدروليكية (K) فإن (V) لا تعتمد على الزاوية θ وهذا صحيح حتى ولو كانت θ أكبر من 90° ، حيث يستمر التدفق إلى الأعلى عبر الانبوب بعكس الجاذبية الأرضية . وتجدر الملاحظة إلى أن قانون دارسي هو تجريبي واعتمد على الاثبات المخبري ويحتاج إلى إثبات فيزيائي . وقد حاول كثير من العلماء إعادة دراسته واشتقاقه على الرغم من استعمالاته الواسعة وقوته وهو يحتاج إلى كثير من الدقة في التطبيق .

(٣ . ٤) ★ الموصلية الهيدروليكية والنفاذية

(Hydraulic Conductivity and Permeability)

لقد سبق وذكرنا أن ثابت التناسب في قانون دارسي يعتمد على الوسط المسامي وعلى نوعية السائل أي أن K هي دالة للوسط والسائل وإذا أبقينا $\Delta h, \Delta l$ ثابتة (انظر الشكل ٤-٣) وقمنا بمحاولتين الاولى باستعمال نفس الرمل والسائل هو الماء وفي الثانية استعملنا محلول السكر، فإننا نجد أن التصريف النوعي (v) سينخفض كثيراً في المحاولة الثانية عنه في المحاولة الأولى .

لقد أثبتت التجارب على أن احتواء الوسط المسامي على كريات زجاجية منتظمة نصف قطرها (d) يؤثر على قيمة v وتبين أن التصريف النوعي (v) أو سرعة دارسي تتناسب طرديا مع مربع نصف قطر الكريات الزجاجية وبالتالي مع أنصافُ أقطار حبيبات الوسط المسامي . ويتناسب طردياً كذلك مع الوزن النوعي للسائل ($\gamma = \rho g$) وعكسيا مع اللزوجة الحركية للسوائل (μ) dynamic viscosity وذلك بثبات الميل الهيدروليكي (dh/dl) ونستطيع كتابة هذه العلاقات بالشكل التالي :-

$$v \propto d^2$$

$$v \propto \rho g = \gamma$$

$$v \propto 1/\mu = \gamma$$

وحسب ملاحظات دارسي فإن : $v \propto - \frac{dh}{dl}$

ان علاقات التناسب السابقة تقودنا إلى صيغة أخرى لقانون دارسي وهي :

$$v = - \frac{Cd^2 \rho g}{\mu} \frac{dh}{dl} \qquad (٣ . ٢٥)$$

حيث أن c هو ثابت التناسب ويعتمد على خواص الوسط المسامي الذي يؤثر على الجريان مثل عدم انتظام انصاف أقطار الحبيبات المكونة للوسط وعدم انتظام توزيعها ودرجة تكورها وظروف رصها. وبمقارنة المعادلة السابقة مع معادلة دارسي الأصلية (٣.٢٣) نجد أن:

$$K = \frac{Cd^2 \rho g}{\mu} \qquad (٣.٢٦)$$

وبما أن ρ ، μ يعتمدان على السائل فقط أي أن كل منهما تعتبر دالة للسائل فقط فإن cd^2 تعتمد على الوسط فقط أي أنها دالة للوسط، وإذا ما عرفنا $k = cd^2$ فإننا نجد أن:

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} \qquad (٣.٢٧)$$

حيث أن العنصر k يعبر عن النفاذية النوعية (Specific or intristic permeability) وإذا أشرنا إلى K بالموصلية الهيدروليكية فمن الأفضل أن تدعى k بالنفاذية Permeability والجدير بالذكر أن بعض المراجع تستعمل مصطلح معامل النفاذية (Coefficient of Permeability) بدلا من مصطلح الموصلية الهيدروليكية Hydraulic Conductivity . ان النفاذية Permeability هي دالة للوسط فقط ولها أبعاد المساحة m^2 ويستعمل المصطلح في الصناعات البترولية، حيث يوجد الغاز والزيت والماء في نظام جريان مخلوط، وعند القياسات بالمتر المربع (m^2) أو (cm^2) فان k ستكون صغيرة جدا، لذلك فقد عرف مهندسو البترول وحدة النفاذية بدارسي. وإذا استبدلنا قيمة K حسب المعادلة (٣.٢٧) ووضعناها في معادلة دارسي (٣.٢١) فإن قانون دارسي سيصبح:

$$V = -\frac{k \rho g}{\mu} \cdot \frac{dh}{dl} \qquad (٣.٢٨)$$

وحسب هذه المعادلة يمكن تعريف ١ دارسي على أنه النفاذية التي تعطي أو تسبب في إعطاء تصريف نوعي قدره 1cm/sec من سائل لزوجته 1cp تحت ميل هيدروليكي يجعل $\rho\, gdh/dl = 1atm/cm$ وعموماً فإن ١ دارسي يساوي $10^{-8}cm^2$ تقريبا وفي الصناعات البترولية تستعمل بشكل واسع الوحدة $gal/day/ft^2$ للموصلية الهيدروليكية ويتضح ذلك من قانون دارسي المبسط حسب المعادلة التالية:

$$Q = -K \frac{dh}{dl} A \qquad (٣.٢٩)$$

في الجدول (٢-٣) يظهر قيما للموصلية الهيدروليكية والنفاذية في خمسة أنظمة مختلفة لمجموعة واسعة من المواد الجيولوجية، وفي الجدول (٣-٣) تظهر مجموعة من عوامل التحويل للوحدات الاساسية لكل من الموصلية الهيدروليكية والنفاذية.

Rocks | Unconsolidated deposits

k (darcy)	k (cm^2)	K (cm/s)	K (m/s)
10^5	10^{-3}	10^2	1
10^4	10^{-4}	10	10^{-1}
10^3	10^{-5}	1	10^{-2}
10^2	10^{-6}	10^{-1}	10^{-3}
10	10^{-7}	10^{-2}	10^{-4}
1	10^{-8}	10^{-3}	10^{-5}
10^{-1}	10^{-9}	10^{-4}	10^{-6}
10^{-2}	10^{-10}	10^{-5}	10^{-7}
10^{-3}	10^{-11}	10^{-6}	10^{-8}
10^{-4}	10^{-12}	10^{-7}	10^{-9}
10^{-5}	10^{-13}	10^{-8}	10^{-10}
10^{-6}	10^{-14}	10^{-9}	10^{-11}
10^{-7}	10^{-15}	10^{-10}	10^{-12}
10^{-8}	10^{-16}	10^{-11}	10^{-13}

K (gal/day/ft^2): 10^6, 10^5, 10^4, 10^3, 10^2, 10, 1, 10^{-1}, 10^{-2}, 10^{-3}, 10^{-4}, 10^{-5}, 10^{-6}, 10^{-7}

Karst limestone
Permeable basalt
Fractured igneous and metamorphic rocks
Limestone and dolomite
Sandstone
Unfractured metamorphic and igneous rocks
Shale
Unweathered marine clay
Glacial till
Silt, loess
Silty sand
Clean sand
Gravel

جدول (٢-٣): قيم الموصلية الهيدروليكية والنفاذية في خمسة نظم مختلفة لمجموعة من المواد الجيولوجية

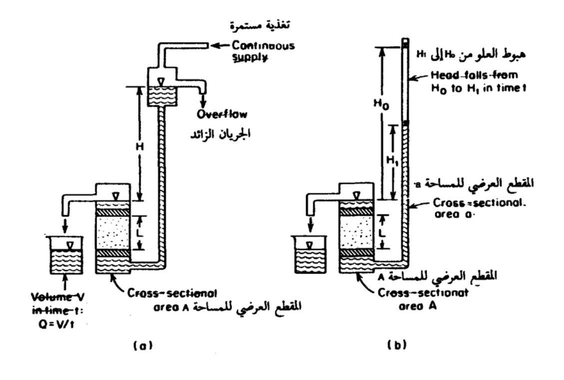
(من freeze, cherry 1979)

	النفاذية Permeability, k^*			الموصلية الهيدروليكية Hydraulic conductivity		
	cm^2	ft^2	darcy	m/s	ft/s	U.S. gal/day/ft^2
cm^2	1	1.08×10^{-3}	1.01×10^{8}	9.80×10^{2}	3.22×10^{3}	1.85×10^{9}
ft^2	9.29×10^{2}	1	9.42×10^{10}	9.11×10^{5}	2.99×10^{6}	1.71×10^{12}
darcy	9.87×10^{-9}	1.06×10^{-11}	1	9.66×10^{-6}	3.17×10^{-5}	1.82×10^{1}
m/s	1.02×10^{-3}	1.10×10^{-6}	1.04×10^{5}	1	3.28	2.12×10^{6}
ft/s	3.11×10^{-4}	3.35×10^{-7}	3.15×10^{4}	3.05×10^{-1}	1	6.46×10^{5}
U.S. gal/day/ft^2	5.42×10^{-10}	5.83×10^{-13}	5.49×10^{-2}	4.72×10^{-7}	1.55×10^{-6}	1

*To obtain k in ft^2, multiply k in cm^2 by 1.08×10^{-3}.

جدول (٣-٣) عوامل تحويل وحدات النفاذية والموصلية الهيدروليكية

(من freeze, cherry 1979)



شكل (٦-٣)

a - قياس الموصلية الهيدروليكية بواسطة جهاز الانفاذ ذو المستوى الثابت

b - قياس الموصلية الهيدروليكية بواسطة جهاز الانفاذ ذو المستوى المتحرك.

(من freeze, cherry, 1979)

قياس الموصلية الهيدروليكية في المختبر

Laboratory Measurments of Hydraulic Conductivity

يمكن ايجاد الموصلية الهيدروليكية في المختبر بوضع عينة اسطوانية من المادة المراد قياس موصليتها الهيدروليكية في جهاز يسمح بجريان الماء خلال العينة ويسمح بقياس سرعة الجريان وفاقد العلو (head loss) خلالها. وهناك نوعان من التجارب يمكن بواسطتها قياس الموصلية الهيدروليكية المشبعة لعينة ترابية وهما:

١ . بواسطة جهاز الانفاذ ذي العلو او ذي المستوى المائي الثابت

Constant-head Permeameter

٢ . بواسطة جهاز الانفاذ ذي العلو أو ذي المستوى المائي المتحرك

Falling-head Permeameter

يبين الشكل (٦-٣) a جهاز الانفاذ ذا المستوى المائي الثابت، حيث يتم وضع عينة ترابية طولها L ومساحة مقطعها العرضي A بين صفيحتين مساميتين في انبوب اسطواني، ويزود النظام بمصدر مائي مستمر ويراعى المحافظة على المستوى المائي (H) ثابتا. والتطبيق البسيط لقانون دارسي يقودنا إلى المعادلة التالية:

$$K = \frac{QL}{AH} \quad (٣.٣٠)$$

وبما أن العينة اسطوانية فإن مساحة مقطعها العرضي $A = \pi R^2$ حيث ان R هو نصف قطرها، وعليه يمكن حساب الموصلية الهيدروليكية من المعادلة التالية:

$$K = \frac{QL}{H\pi R^2} \quad (٣.٣١)$$

حيث أن Q تعبر عن التصريف الحجمي الثابت. ومن المهم في هذه التجربة التأكد من عدم دخول الهواء إلى هذا النظام والانتباه إلى وصول العينة من الاسفل إلى درجة الاشباع في حالة فحص العينات المفككة ليتمكن الماء من ازالة الفقاعات الهوائية المحصورة.

أما الطريقة الثانية لقياس الموصلية الهيدروليكية بواسطة جهاز الانفاذ ذو المستوى المائي المتحرك والموضح في الشكل (٦-٣) b . فيسمح للمستوى المائي المقاس في انبوب مساحة مقطعه العرضي a بالهبوط من H_0 إلى H_1 خلال t من الزمن

ويتم حساب الموصلية الهيدروليكية من المعادلة التالية:

$$K = \frac{aL}{At} \ln \left(\frac{H_o}{H_1}\right) \quad (٣.٣٢)$$

والتي تم اشتقاقها من قانون دارسي وكما يلي:-

$$Q = K \frac{H_1}{L} .A.t \quad (٣.٣٣)$$

وبما أن a هي مساحة المقطع العرضي للأنبوب فإن مقدار الماء المار داخل التربة يساوي Q أي أن:

$$Q = a(H_o - H_1)$$

وبعبارة أخرى فإن

$$Q = a.dH$$

أي أن:

$$a.dH = K. \frac{H1}{L} .A.dt$$

$$a \frac{dH}{H} = K. \frac{A}{L} .dt$$

ويتكامل طرفي المعادلة كالتالي:-

$$a\int_{H_o}^{H_1} \frac{dH}{H} = K\frac{A}{L} \int_{t_o}^{t} dt$$

نحصل على:-

$$K = \frac{aL}{At} .\ln \frac{H_o}{H_1} \quad (٣.٣٤)$$

أو

$$K = 2.3 \frac{aL}{At} \log \frac{H_o}{H_1} \quad (٣.٣٥)$$

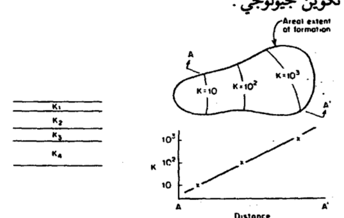
لقد لاحظ كثير من العلماء أن تجربة المستوى المائي الثابت هي الأفضل في حالة العينات التي تزيد موصليتها الهيدروليكية عن 0.01 cm/min وتجربة المستوى المائي المتحرك هي الأفضل للعينات ذات الموصلية الهيدروليكية المنخفضة علما بأن الموصلية الهيدروليكية للمواد الطينية يمكن ايجادها بواسطة فحص التحميل المستعمل في ميكانيكا التربة (Consolidation test) وهناك طرق متعددة أخرى لتقدير الموصلية الهيدروليكية وأفضل الطرق الحقلية لتقديرها لتكوين مائي هو الضخ التجريبي للآبار وذلك بالاعتماد على تغير المستوى المائي وعلاقته بالضخ وسوف يتم شرح بعض هذه الطرق في الفصول اللاحقة.

(٥ . ٣) المغايرة (الاختلاف)، التشابه، عدم التشابه في الموصلية الهيدروليكية

Heterogeneity, Isotropy and anistropy of hydraulic Conductivity

لقد بينت القياسات الحقلية وبرامج أخذ العينات المتعددة أن قيم الموصلية الهيدروليكية في التكوين الجيولوجي وقياسات اتجاهها في اية نقطة على هذا التكوين غالبا ما تتغير. ويعرف اختلاف قيم الموصلية الهيدروليكية في التكوين الجيولوجي بالمغايرة (Heterogeneity) .

بينما يعرف اختلاف قياسات اتجاهها في أية نقطة على التكوين الجيولوجي بعدم التشابه (Anistropy) أي أننا إذا قمنا بتحليل الموصلية الهيدروليكية (K) لتكوين جيولوجي في الاحداثيات x,y,z فإن $K_{(x,y,z)} = c,c,c$ أي تبقى ثابتة في حالة التكوين الجيولوجي المتجانس بينما تكون متغيرة أي $C \neq K_{(x,y,z)}$ في التكوين الجيولوجي غير المتجانس أو المتغاير. هذا مع العلم بأن هنالك عدة احتمالات لاشكال عدم التجانس والمغايرة بإختلاف البيئات الجيولوجية وغيرها ويبين الشكل (٧-٣) a مقطعا عرضيا عموديا كمثال للطبقات المتغايرة والتي غالبا ما تكون من الصخور الرسوبية أو الرسوبية البحرية، وتجدر الاشارة إلى أن الطبقة الواحدة ذات الموصلية الهيدروليكية K_1 تكون متجانسة ولكن النظام بكامله غير متجانس، علما بأن الامتداد الواسع للطبقة ووجود الفوالق أو الصدوع هو السبب في عدم استمرارية عدم التجانس اما شكل (٧-٣) b ، فيبين احدى حالات عدم التجانس وهي ممكنة في أي تكوين جيولوجي .



شكل (٧-٣) الموصلية الهيدروليكية لحالة المغايرة وعدم التجانس

(من freeze, cherry 1979)

ان حبيبات التكاوين تحت السطحية نادرا ما تكون متكورة، وعادة ما تميل جزئياتها إلى الاستقرار في الجانب المنبسط أثناء ترسيبها تحت الماء. وفي المياه الجارية غالبا ما تميل أجزاء الرواسب إلى الاستناد قليلا إلى الأعلى باتجاه الجريان وبشكل متحاضن، ويسمى هذا الترتيب بالتراكب - (imbrication) ويشاهد غالبا في رسوبيات الحصى شكل (٨-٣) والتي يكون اتجاه ترسيبها عادة بشكل عمودي.

STREAM FLOW

(الشكل ٨-٣) التراكب في رسوبيات الحصى

(من freeze, cherry 1979)

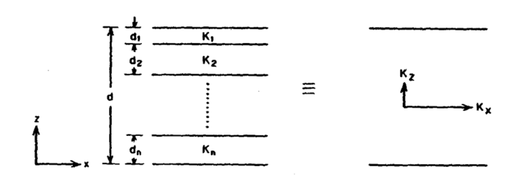
ونتيجة لذلك فإن الموصلية الهيدروليكية في الاتجاه العمودي (Kz) ستكون أقل منها في الاتجاه الافقي (Kx) وليس غريبا أن نجد قيمة (Kz) خُمس أو عُشر (1/10) قيمة (Kx)، حيث تسمى هذه الظاهرة بعدم التشابه (Anistropy) أما إذا كانت قيم K متساوية في جميع الاتجاهات ($K_x = K_y = K_z$) فإن المادة تكون حينئذ متشابهة (Isotropic)

ويدل اختلاف الموصلية الهيدروليكية لعدد من الطبقات المكونة لتركيب جيولوجي ما على عدم التشابه فمثلا الطبقة المائية التي تحوي على طبقات أفقية من الرمل وطبقات من الحصى بشكل منفصل، تسلك سلوكاً مشابها للوسط غير المتشابه فمقاومتها للجريان العمودي حيث حركة الماء من خلال طبقات الرمل والحصى سيكون أكثر من مقاومتها للجريان الافقي، حيث مرور الماء من خلال طبقات الحصى وحدها.

ان احتواء الطبقة المائية على عدد (n) من الطبقات المتشابهة الافقية التي تختلف في سماكتها (d) وفي قيم موصليتها الهيدروليكية K (شكل (٩-٣) وعلى اعتبار أن هذا التكوين الطبقي غير متشابه ومتغاير وان كل طبقة لوحدها تعتبر متجانسة ومتشابهة

وذات موصلية هيدروليكيـــــــة $(K_1,K_2,...,K_n)$ يقـودنا إلى معاملة النظام جميعه على أساس التجانس الفردي وعدم التشابه الطبقي، وإذا ما اعتبرنا أن الجريان عمودي على التطبق فإن التصريف النوعـــي (v) سيكون نفسه الداخل والخارج للنظام وفي الحقيقة يجب أن يكون ثابتا أثناء خروجه من هذا النظام، وإذا كان فاقد العلو في الطبقة الاولـــى هو Δh_1 وفاقد العلو في الطبقة الثانيــة Δh_2 وهكذا فإن مجموع فواقد العلو يكون:

$$\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2 + ... + \Delta h_n$$



(شكل٩-٣) العلاقة ما بين الطبقات المتشابهة والمتغايرة

(من freeze, cherry 1979)

ومن قانون دارسي:

$$V = \frac{K_1 \Delta h_1}{d_1} = \frac{K_2 \Delta h_2}{d_2} = \ldots \frac{K_n \Delta h_n}{d_n} = \frac{K_z \Delta h}{d} \qquad (٣.٣٦)$$

حيث أن K_z يساوي الموصلية الهيدروليكية العمودية لنظام الطبقات وبتحليل المعادلة السابقة نحصل على:ـ

$$K_z = \frac{Vd}{\Delta h} = \frac{vd}{\Delta h_1 + \Delta h_2 + ... + \Delta h_n} \qquad (٣.٣٧)$$

وباختصار المعادلة نحصل على:

$$K_z = \frac{d}{\frac{d_1}{K_1} + \frac{d_2}{K_2} + ... + \frac{d_n}{K_n}} \qquad (٣.٣٨)$$

أي أن

$$K_z = \frac{d}{\sum_{i=1}^{n} \frac{d_i}{k_i}}$$

وإذا كانت الطبقات متساوية في السمك فهذا يعني أن :

$$K_z = \frac{n}{\frac{1}{K_1} + \frac{1}{K_2} + ... + \frac{1}{K_n}} \qquad (٣.٣٨)$$

وبعبارة أخرى :

$$K_z = \frac{n}{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{k_i}}$$

حيث أن n تعبر عن عدد الطبقات.

أما إذا كان الجريان موازيا للطبقات واعتبرنا أن فاقد العلو هو Δh وان الميل الهيدروليكي (i) متساوي في كل طبقة، كون الطبقات أفقية، فإن التصريف خلال وحدة السمك في هذا النظام هو مجموع التصريفات خلال الطبقات، والتصريف خلال الطبقة الأولى هـــــو $v_1 = iK_1d_1$ وأما الطبقات الاخرى فيمكن التعبير عن التصريف خلالها على أنه $v_n = iK_nd_n$ وبما أن مجموع التصريفات خلال الطبقات يساوي التصريف خلال النظام v_x فإن :

$$v_x = i(k_1d_1 + K_2d_2 + ... + k_nd_n) \qquad (٣.٣٩)$$

وإذا ما اعتبرنا ان النظام الطبقي كوحدة وسط متجانس فإن v_x يمكن التعبير عنها بالمعادلة :

$$v_x = ik_xd \qquad (٣.٤٠)$$

حيث أن K_x هي متـوسط المـوصلية الهيدروليكية للوسط المسامي في الاتجاه الأفقي و d هي ارتفاع النظام وحسب المعادلات السابقة نستنتج أن :

$$v_x = i(k_1d_1 + k_2d_2 + k_nd_n) = ik_xd$$

أي أن :ـ

$$K_x = \frac{(k_1d_1 + k_2d_2 + ... + k_nd_n)}{d}$$

أو:

$$K_x = \sum_{i=1}^{n} \frac{k_id_i}{d} \qquad (٣.٤١)$$

وإذا كانت الطبقات متساوية في السمك فإن :

$$K_x = \frac{(K_1 + K_2 + ... + K_n)}{n} \qquad (٣.٤٢)$$

(٦ . ٣) العلو الهيدروليكي وجهد السائل Hydraulic Head and Fluid Potential

تتطلب تحاليل العمليات الفيزيائية المتعلقة بالجريان إدراك مفهوم الميل الجهدي Potential Gradient فمثلا يحدث التدفق أو السريان الحراري عبر المواد الصلبة من الأماكن المرتفعة الحرارة نحو المنخفضة الحرارة، والتيار الكهربائي يسري عبر الدائرة الكهربائية من الجهد العالي باتجاه الجهد المنخفض وتعتبر الحرارة والجهد في هذه العمليات كميات جهدية، وتتناسب سرعة سريان الحرارة والكهرباء تناسباً طردياً مع الميول الجهدية Potential Gradient وسوف نبين كيف أن الميل الجهدي يحكم جريان الماء عبر الوسط المسامي .

فالجريان يحدث دائما بغض النظر عن الاتجاهات في الفراغ من المناطق ذات الكميات العالية إلى المنخفضة والعلو الهيدروليكي h في تجربة دارسي الذي يشير إليه مستوى الماء في أجهزة قياس الضغط (Manometer) يظهر مطابقاً لهذا المفهوم . وإذا ما وضعت الانبوبة في تجربة دارسي بشكل عمودي، أي $\theta = 0$ ، فإن الجريان عبر الانبوب سيكون بالتأكيد باتجاه الأسفل، أي من المنسوب العالي نحو المنسوب المنخفض وذلك حسب الجاذبية . اما اذا وضعت الأنبوبة في وضع أفقي ($\theta = 90$) حيث لا تلعب الجاذبية دوراً في هذه الحالة، فإن الجريان سيعمل على زيادة الضغط في احدى نهايتي الانبوب ويقلله في النهاية الاخرى، وهذا يعني أن الضغط أو المنسوب في هذه الحالة لن يفي بمراد الجهد مع أن هنالك من الأسباب ما يجعلنا نتوقع أن يكونا من المركبات الكمية للجهد .

ان جريان السائل عبر الوسط المسامي هي عملية ميكانيكية تتغلب على قوى الاحتكاك الموجودة بين السائل المتحرك وبين حبيبات الوسط المسامي، لذلك فإن الجريان لا يصاحبه عملية الغاء لتحول الطاقة الميكانيكية الى طاقة حرارية من خلال ميكانيكية مبدأ مقاومة الاحتكاك . واتجاه الجريان في الفراغ يكون من المناطق التي تكون فيها الطاقة الميكانيكية لكل وحدة كتلة من السائل عالية إلى المناطق التي تكون فيها منخفضة .

لذلك فإن الطاقة الميكانيكية لكل وحدة كتلة في أية نقطة في نظام الجريان

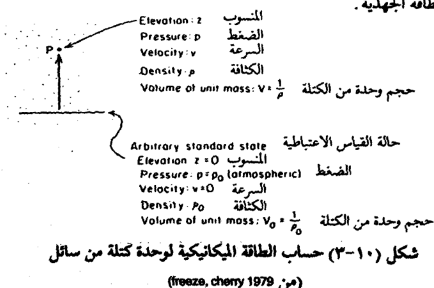
يمكن تعريفها بالشغل (work) اللازم لتحريك وحدة الكتلة من السائل من حالة القياس المختارة اعتباطياً إلى نقطة السؤال أو إلى النقطة المرادة. .وبما ان ذلك لا يغطي الكمية الفيزيائية التي تتفق مع التعريفات المختلفة للجهد لذلك يمكن تعريف جهد السائل المتدفق خلال الوسط المسامي بالطاقة الميكانيكية لكل وحدة كتلة من السائل.

وإذا أردنا أن نحسب الشغل اللازم لرفع وحدة الكتلة من السائل من حالة القياس ذات المنسوب $z = 0$ وذات ضغط يساوي الضغط الجوي (P_0) إلى أي نقطة مثل P واقعة على منسوب z في نظام الجريان (شكل ١٠-٣)، وحيث أن حجم وحدة الكتلة من السائل في (Z_0) وذات الكثافة ρ_0 هي (V_0) [$V_0 = \frac{1}{\rho_0}$] فإن حجم وحدة الكتلة من السائل عند Z وذات الكثافة ρ هي $V = \frac{1}{\rho}$ وعلى اعتبار أن سرعة السائل في حالة القياس ($z = 0$) هي $v = 0$ والسرعة في النقطة P هي v . فإنه يوجد ثلاث مركبات لحساب الشغل هي (freeze 1979) .

١ . الشغل اللازم لرفع وحدة الكتلة من $z = 0$ إلى z ويعبر عنه بالمعادلة التالية :-

$$w_1 = mgz \qquad (٣.٤٣)$$

وفي حالة الجريان من النقطة P إلى نقطة القياس فإن هذه المعادلة تبين الفاقد في الطاقة الجهدية.



شكل (١٠-٣) حساب الطاقة الميكانيكية لوحدة كتلة من سائل

(من freeze, cherry 1979)

٢ . الشغل اللازم لزيادة سرعة السائل من 0 = V وهو W_2 ويعبر عنه بالمعادلة التالية :-

$$W_2 = \frac{mv^2}{2} \qquad (٣ . ٤٤)$$

وهذه المعادلة تبين فقداناً في الطاقة الكامنة (Kinetic energy) اذا كان الجريان من النقطة P إلى نقطة القياس.

٣ . الشغل الذي رفع ضغط السائل من $P = P_o$ إلى P وهو:

$$W_3 = m\int_{P_o}^{P} \frac{V}{m} .dp = m\int_{P_o}^{P} \frac{dp}{\rho} \qquad (٣ . ٤٥)$$

وفي حالة الجريان من النقطة P إلى نقطة القياس فإن هذه المعادلة تدل على فقدان في طاقة المرونة أو الشغل P-V .

ان جهد السائل ϕ (الطاقة الميكانيكية لكل وحدة كتلة) هو مجموع W_1,W_2,W_3 وبما أن كتلة وحدة السائل m = 1 فهذا يعني أن :-

$$\phi = gz + \frac{v^2}{2} + \int_{P_o}^{P} \frac{dp}{\rho}$$

وبما أن السرعة في الوسط المسامي صغيرة جداً ويمكن اهمالها، وحيث ان السـوائل غير المضغوطة والتي لها كثافة ثابتة ρ لا تؤثر على P فإنه يمكن تبسيط المعادلة السابقة بالشكل التالي:-

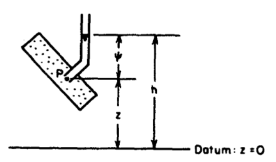
$$\phi = gz + \frac{P-P_o}{\rho} \qquad (٣ . ٤٦)$$

ان هذه المعادلة تشتمل على z وعلى P ولمعرفة العلاقة بين الجهد الهيدروليكي h و P و z لا بد من العودة إلى جهاز ضغط دارسي (شكل ١١-٣).

ان ضغط السائل في النقطة P هو

$$P = \rho g \Psi + P_o \qquad (٣ . ٤٧)$$

حيث أن Ψ هو ارتفاع عمود السائل فوق النقطة P_o,P هو الضغط الجوي أو الضغط في حالة القياس ويتضح من الشكل (١١-٣) ومن المعادلة السابقة أن :-



شكل (٤ ١-٣) العلو الهيدروليكي (h) ، العلو الضغط ψ وعلو المنسوب (z) لجهاز ضغط مخبري

(من freeze, cherry 1979)

$$P = \rho g(h-z) + P_0 \qquad (٣.٤٨)$$

ومنه فإن :

$$\phi = gz + \frac{[\rho g(h-z) + P_0] - P_0}{\rho} \qquad (٣.٤٩)$$

ومنه نحصل على

$$\phi = gh \qquad (٣.٥٠)$$

وهذا يعني وببساطة أن جهد السائل ϕ في أية نقطة P في الوسط المسامي هو حاصل ضرب العلو الهيدروليكي في تلك النقطة مضروباً في عجلة الجاذبية وبما أن g ثابتة على سطح الأرض تقريبا فهذا يعني أن معرفة واحدة من ϕ أو h سيقودنا إلى معرفة الأخرى. والمعادلة الأخيرة تدلنا على أنه إذا كانت ϕ هي طاقة لكل وحدة كتلة فإن h هي طاقة لكل وحدة وزن. وفي هيدرولوجية المياه الجوفية وفي كثير من الأحيان يكون الضغط P_0 ثابتا ويساوي الصفر وفي هذه الحالة فإننا نحصل على :-

$$\phi = gz + \frac{P}{\rho} = gh \qquad (٣.٥١)$$

وبقسمة المعادلة على g نحصل على :

$$h = Z + \frac{P}{\rho g} \qquad (٣.٥٢)$$

وبوضع $P_0 = 0$ في المعادلة (٣.٤٧) نحصل على :-

$$P = \rho g \Psi \qquad (٣.٥٣)$$

وعليه تصبح المعادلة (٣.٥٢) كما يلي:

$$h = z + \Psi \qquad (٣.٥٤)$$

من هنا يتبين أن العلو الهيدروليكي h هو مجموع لمركبتين: هما الارتفاع من نقطة القياس أو علو المنسوب (Elevation head)(z) والعلو الضغطي (Ψ).

ان العلاقات الاساسية للعلو هي الاساس في فهم جريان المياه الجوفية وجهاز ضغط دارسي يبين هذه العلاقات شكل (١١-٣).

وتجدر الإشارة إلى أن أبعاد h ، Ψ ، z هي طولية ويعبر عنها بالمتر من الماء أو بالقدم من الماء. اما جهد السائل Φ فان ابعاده هي $[L^2/T^2]$ حيث انه الطاقة لكل وحدة كتلة ووحداته هي m^2/sec^2 أو ft^2/sec^2.

(٣-٧) قانون دارسي في الأبعاد الثلاثة Darcy's law in three dimensions.

لقد سبق وذكرنا ان المعادلة (٣.٢٢) هي صيغة ذات بعد واحد (One Dimensional form) لقانون دارسي، وحيث ان قانون دارسي يمكن تطبيقه في اي اتجاه في الفراغ كما أسلفنا فإننا سنحاول تطبيق قانون دارسي للجريان في الأبعاد الثلاثة (x,y,z).

ان قيمة الموصلية الهيدروليكية K للجريان الافقي والتي يجب ان تؤخذ في الاتجاه x هي K_x وقيمة الموصلية الهيدروليكية للجريان العمودي والتي يجب أن تؤخذ في الاتجاه z هي K_z.

وتسمى المحاور $\sqrt{K_z}, \sqrt{K_x}$ بالمحاور الرئيسية والتي يمكن بواسطتها ومن الشكل البيضوي للموصلية الهيدروليكية ان نحصل على قيم الموصلية الهيدروليكية في الاتجاهات الأخرى. وفي الواقع فان الموصلية الهيدروليكية لها تسعة مركبات هي

$K_{zz}, K_{zy}, K_{zx}, K_{yz}, K_{yy}, K_{yx}, K_{xz}, K_{xy}, K_{xx}$

ان السرعة v في قانون دارسي هي موجهة في الأبعاد الثلاث ولها المركبات V_z, V_y, V_x وبتطبيق قانون دارسي نحصل على:-

$$V_x = -K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz}\frac{\partial h}{\partial z} \qquad (٣.٥٥)$$

$$V_y = -K_{yz}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz}\frac{\partial h}{\partial z} \qquad (٣.٥٦)$$

$$V_z = -K_{zx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z} \qquad (٣.٥٧)$$

حيث أن h هي دالة (z,y,x) ومن أجل الحالة الخاصة :ـ

$$K_{xy} = K_{xz} = K_{yz} = K_{zx} = K_{zy} = 0$$

يمكن تبسيط المعادلة السابقة وبذلك نحصل على المعادلات البسيطة التالية :ـ

$$V_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (٣.٥٨)$$

$$V_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \qquad (٣.٥٩)$$

$$V_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (٣.٦٠)$$

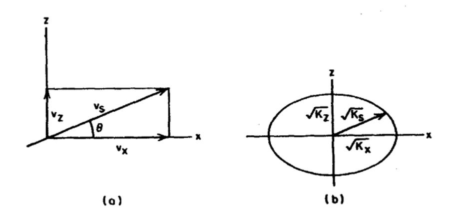
ان تطابق الاتجاهات الرئيسية مع الاحداثيات x,y,z هو السبب الكافي واللازم لتطبيق المعادلات البسيطة بدلا من المعادلات العامة وفي معظم الحالات يمكن اختيار نظام الاحداثيات الذي يتفق مع المحاور x,y,z ولكن يجب تصور النظام غير المتشـابـه وغير المتجانس الذي تكون فيه الاتجاهات الرئيسية في هذه التكاوين مختلفة، ويكون أحياناً في مثل هذه الحالة من غير الممكن اختيار المحور المناسب، وذلك بسبب اختلاف الاتجاهات الرئيسية في التكاوين غير المتشابهة (freeze 1979) .

(٨-٣) الشكل البيضوي للموصلية الهيدروليكية

Hydraulic Conductivity Ellipsoid

.إذا أخـذنـا خط جريان اعتبـاطياً في المستـوى xz لوسط غير متشـابـه وغير متجانس، وكان التصريف النوعي (سرعة دارسي) على امتداده هو V_s (شكل ١٢ - ٣a) وعلى اعتبار أن الموصلية الهيدروليكية (K_s) له غير معروفة فيمكن التعبير عن السرعة بالشكل التالي :ـ

$$V_s = K_s \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (٣.٦١)$$



شكل (١٢-٣) a) التصريف النوعي (V_s) لاتجاه جريان اعتباطي.
b) الشكل البيضوي للموصلية الهيدروليكية.

(من freeze, cherry 1979)

وبتحليل V_s إلى مركبتيها الأفقية والرأسية نحصل على :-

$$V_s \cos\theta \qquad (٣.٦٢)$$

$$V_z = v_s \sin\theta \qquad (٣.٦٣)$$

وإذا كانت قيم مركبات الموصلية الهيدروليكية K_s هي K_z, K_x فإن :-

$$V_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (٣.٦٤)$$

$$V_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (٣.٦٥)$$

وعليه فإن :

$$V_x = V_s \sin\theta = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (٣.٦٦)$$

$$V_z = V_s \sin\theta = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (٣.٦٧)$$

وبما أن : h هي دالة z,x أي أن h = (x,z) فإن :

$$\frac{\partial h}{\partial s} = \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial x}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial s} \qquad (٣.٦٨)$$

وحيث أن : $\partial x/\partial s\ \partial z/\partial s,\ \cos\theta\ \cos\theta$ (هنـدسيا) ويتبـديل هذه العلاقات مع بعضها بعضاً نحصل على:

$$\frac{1}{K_s} = \frac{\cos^2\theta}{K_x} \quad \frac{\sin^2\theta}{K_z} \qquad (٣.٦٩)$$

أو

$$K_s = \frac{K_x K_z}{K_x \sin^2\theta + K_z \cos^2\theta} \qquad (٣.٧٠)$$

وهذه المعادلة تربط المركبات الرئيسية للموصلية الهيدروليكية (K_x, K_z) بمحصلة (K_s) في أي اتجاه زاوي θ . وإذا ما وضعنا هذه المعادلة في الاحداثيات العمودية وذلك بوضع $(z = r\sin\theta, r\cos\theta)$ فإننا سنحصل على :-

$$\frac{r^2}{K_s} = \frac{x^2}{K_x} + \frac{z^2}{K_z} \qquad (٣.٧١)$$

وهذه المعادلة هي معادلة الشكل البيضوي ذو المحاور $(\sqrt{K_x}$و$\sqrt{K_z})$(شكل ١٢-٣)b في الأبعاد الثلاثة ويصبح شكلاً بيضويا بواسطة المحاور (K_z, K_y, K_x) ويعرف بالشكل البيضوي للموصلية الهيدروليكية، وبواسطته يمكن معرفة قيمة الموصلية الهيدروليكية (K_s) لاي اتجاه جريان في الوسط المسامي بواسطة الرسم إذا عرفت K_z, K_x (من freeze 1979) .

(٩-٣) الاجهاد الفعال Effective Stress :-

إذا طبقنا اجهادا على وحدة الكتلة من الرمل المشبع فإنه سيتولد ضغط في الماء الموجود في المسامات وضغط في حبيبات الرمل نفسها وسيتسبب في اعادة ترتيب حبيبات الرمل. بشكل اقتراب الحبيبات من بعضها بعضاً ورصها بشكل أكثر.

ويعتمد ضغط الماء الموجود في المسامات على انضغاطية السائل (β) وسوف نحاول ايجاد مصطلح للانضغاطية للحالة الثالثة باهمال ضغط الحبيبات ويفرض أن الرمل غير مضغوط.

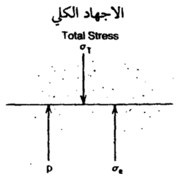
إذا اعتبرنا أن الاجهاد المطبق على تكوين جيولوجي مشبع عند العمق المبين في الشكل (١٣-٣) في حالة توازن ويقع في المستوى الاعتباطي المبين في الشكل، وأن σ_Tهي مجموع الاجهادات المؤثرة باتجاه الاسفل لهذا المستوى وتعتمد على وزن الصخور التي تعلو هذا المستوى، فإن جزءاً من الاجهاد سوف يتولد في الهيكل الحبيبي للوسط المسامي كما أن قسماً آخر سيتولد بواسطة ضغط السائل (P) أي بواسطة ضغط المياه الموجودة في المسامات.

ان الجزء من الاجهاد الذي لا يتولد بواسطة السائل يسمى بالاجهاد الفعال ويرمز له بالرمز σ_T(Effective Stress)وهو الاجهاد الذي يطبق عادة على حبيبات الوسط المسامي. والتغير في الاجهاد الفعال يعمل على اعادة ترتيب الحبيبات في التربة ويسبب ضغطاً على الهيكل الحبيبي. وهذا لا يسببه التغير في مجموع الاجهادات والذي تربطهما العلاقة التالية (من freeze 1979) :-

$$\sigma_T = \sigma_e \cdot P \quad (\text{٣.٧٢})$$

أو

$$d\sigma_T = d\sigma_e + dP \quad (\text{٣.٧٣})$$



شكل (١٣-٣) الاجهاد الفعال والاجهاد الكلي وضغط السائل في مستوى اعتباطي خلال وسط مسامي مشبع

(من freeze, cherry 1979)

ان وزن الصخور والمياه التي تعلو كثيراً من انظمة الجريان تحت السطحي المؤقت غالبا ما يكون ثابتاً مع مرور الزمن، الأمر الذي يجعل التغيرات في مجموع الاجهاد يساوي صفرا أي ان (من freeze 1979) :-

$$d\sigma_e + dP = 0 \qquad (٣.٧٤)$$

ومنه

$$d\sigma_e = -dP \qquad (٣.٧٥)$$

وهذا يدل على أن زيادة ضغط السائل يعني نقصاناً في الاجهاد الفعال بنفس مقدار الزيادة والعكس صحيح.

ويعتمد الاجهاد الفعال في أي نقطة وما يحدث فيها من تشوه حجمي على ضغط السائل في تلك النقطة وذلك في الحالات التي لا يتغير فيها مجموع الاجهادات مع الزمن. وحيث أن $P = \rho g \Psi$ و $\Psi = h - z$ (ثابتة في هذه النقطة) فان التغير في الاجهاد الفعال في هذه النقطة يعتمد على التغير في العلو الهيدروليكي في نفس النقطة وكالتالي (من freeze 1979) :-

$$d\sigma_e = -\rho g d\Psi = -\rho g dh \qquad (٣.٧٦)$$

ان العلاقة بين الاجهاد الفعال (σ_e) والعلو الضغطي (Ψ) هي علاقة خطية. وهذه العلاقة وما ارتكزت عليه تصلح للطبقات المشبعة، اما النطاق غير المشبع فقد اقترح له العلماء معادلات أخرى.

(٣-١٠) انضغاطية الوسط المسامي (Compressibility of the porous medium)

يتكون الحجم الكلي للوسط المسامي (V_T) من حجم المواد الصلبة (V_s) وحجم الفراغات المشبعة (V_v) أي أن $V_T = V_s + V_v$ وقد عرف بعض العلماء انضغاطية الوسط المسامي بالمعادلة التالية :- (من freeze 1979)

$$\alpha = \frac{-dV_T / V_T}{d\sigma_e} \qquad (٣.٧٧)$$

ان الزيادة في الاجهاد الفعال $d\sigma_e$ يسبب نقصانا في الحجم الكلي لكتلة من التربة (dV_T) ويحدث هذا النقص في الوسط المسامي كنتيجة لإعادة ترتيب الحبيبات

وتداخلها، ومع أن الحبيبات ربما تضغط على بعضها بعضاً وهذا صحيح، إلا أنه يمكن اهمال تأثير ذلك.

وعموماً فإن: $dV_T = dV_s + dV_v$ ولكننا سنفرض أن: $dV_s = 0$ وأن: $dV_T = dV_v$.

إذا طبقنا اجهاداً على عينة من التربة المشبعة في المختبر (شكل (٣-١٤)a) وكان مجموع الاجهادات على هذه الخلية $\sigma_T = L/A$ وكانت العينة مضغوطة بين جدران الخلية ويسمح للماء من المرور خلالها بواسطة فتحات المكبس، فسوف يتبين من هذه التجربة أن الزيادة في مجموع الاجهادات ($d\sigma_T$) يتولد مبدئيا من الزيادة في ضغط السائل. وان الماء يتصرف ببطء ناقلا الاجهاد من الماء إلى الهيكل الحبيبي، وتعرف هذه العملية بالتحميل (Consolidation) وهي تحتاج إلى زمن طويل للوصول إلى حالة الاتزان الهيدروليكي.

ان الضغط (dP) في داخل العينة يساوي صفرا، ومن المعادلة (٣.٧٣) نحصل على (من freeze 1979) :-

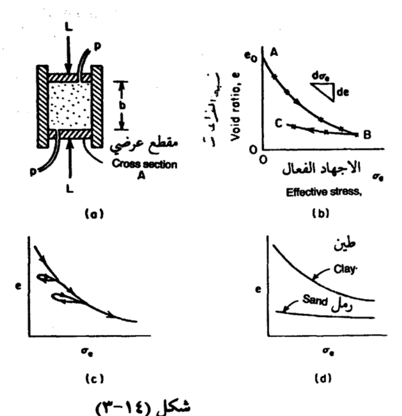
$$d\sigma_e = d\sigma_T = \frac{dL}{A} \qquad (٣.٧٨)$$

وإذا كانت نسبة الفراغات الأصلية في العينة e_o حيث $e_o = V_v/V_s$ والارتفاع الأصلي h وعلى فرض أن $dV_T = dV_v$ فإن المعادلة (٣.٧٧) يمكن اعادة كتابتها بالشكل التالي (من freeze 1979) :-

$$\alpha = \frac{-db/b}{d\sigma_e} = \frac{-de/1+e_0}{d\sigma_e} \qquad (٣.٧٩)$$

يتم ايجاد الانضغاطية عادة من ميلان (الاجهاد ـ الانفعال) الموضح في الشكل (٣-١٤) على شكل (e, σ_e). ففي الشكل (٣-١٤)b يدل المنحنى AB على الزيادة في الاجهاد الفعال (الحمل) أما BC فيدل على زوال الحمل (نقصان الاجهاد الفعال). وعموما فإن علاقة الاجهاد ـ الانفعال هي علاقة غير خطية وغير مرنة، وفي الحقيقة فإن إعادة الحمل وإزالته عدة مرات يؤثر على سلوك التربة، ويظهر هذا السلوك في الشكل (٣-١٤)c.

ان انضغاطية التربة (α) لا تشبه انضغاطية السائل (β) وهي غير ثابتة وهي دالة للاجهاد المطبق وتعتمد على مدة الحمل، ويبين الشكل (٣-١٤)d مقارنة



شكل (١٤-٣)

a) خلية تحميل مخبرية لايجاد انضغاطية التربة.

d,(c,(b) منحنيات تبين العلاقة بين نسبة الفراغات مقابل الاجهاد الفعال.

(من freeze, cherry 1979)

للعـلاقة(e-σ_e) لكل من الطين (Clay) والرمل (Sand) ، والميلان القليل في منحنى الرمل يدل على أن α صغيرة، أما العلاقة الخطية فتدل على أن قيمة α تبقى ثابتة مع اختلاف σ_e وتظهر في الجدول (٤-٣) قيم للانضغاطية لبعض المواد الجيولوجية المختلفة.

الانضغاطية	Compressibility, α (m^2/N or Pa^{-1})
Clay	10^{-6}–10^{-8}
Sand	10^{-7}–10^{-9}
Gravel	10^{-8}–10^{-10}
Jointed rock	10^{-8}–10^{-10}
Sound rock	10^{-9}–10^{-11}
Water (β)	4.4×10^{-10}

جدول (٤-٣) قيماً لانضغاطية مجموعة من الصخور

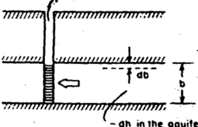
(من freeze, cherry 1979)

(١١-٣) انضغاطية الطبقة المائية Aquifer Compressibility :-

إذا فرضنا أن التربة والصخور الموجودة على عمق معين تقع تحت تأثير اجهاد عمـودي، أي أن الانضغـاطية ذات بعـد واحـد، وهـذا يتـطابق مع مفهـوم الانضغاطية حسب ما ذكرنا سابقا، فإن مجموع الاجهادات العمودية (σ_T) في أية نقطة يتوقف على وزن الصخور العلوية وعلى المياه الموجودة فيها، علما بأن المواد المجاورة لها بعد أفقي.

ان الاجهاد الرأسي الفعال (σ_e) يساوي (σ_e-P) وبناء عليه فإن انضغاطية الطبقة المائية العمودية α تعرف حسب المعادلة (٣.٧٩) حيث تعبر b هنا عن سماكة الطبقة المائية وليس عن ارتفاع العينة. وإذا أردنا اجراء تجربة على عينة ما، فيجب أن توضع العينة الاسطوانية للتربة بشكل عمودي، ويجب تطبيق الحمل في الزاوية اليمنى على أي تَطَبُّق أفقي. هذا مع العلم أن الانضغـاطية ربـما تكـون غير متجانسة في الحالة الأفقية مع الاحداثيات الافقية والرأسية، ويجب التنويه إلى أن الاجهاد في معظم الحالات الحقلية ليس ذا بعد واحد وإنما بثلاثة أبعاد، حيث يجب اعتبار انضغاطية الطبقة المائية كعنصر غير متشابه، كذلك فإن الانضغاطية العمـودية تعتمـد على التغـير في المـركبـة العمـودية للاجهاد الفعال بينما تعتمد الانضغاطية الافقية على التغير في المركبة الافقية للاجهاد والانفعال في هذه الحالة.

ان تطبيقـات مفهـوم الاجهاد ذي الثلاثة أبعاد لجريان السائل عبر الوسط المسامي يعتبر موضوعاً متقدماً ولن يعرض في هذا الكتاب، ولحسن الحظ فإن التغير في الاجهاد الأفقي حقلياً يعتبر قليلاً جداً ويمكن اهماله عمليا والاكتفاء باعتبار انضغـاطية الطبقة المائية على أنها عنصر متشابه وعدم نسيان ان الانضغاطية في الحقيقة في الاتجاه العمودي الذي يعتبر الاتجاه الوحيد للتغيرات الواسعة للاجهاد الفعال.



شكل (١٥-٣) الضغط على الطبقة المائية الناتج عن ضخ المياه الجوفية

(من freeze, cherry 1979)

في الشكل (١٥ ـ ٣) تظهر طبقة مائية ذات سماكة مقدارها b . فإذا كان وزن المواد العلوية التي تغطيها ثابت وكان العلو الهيدروليكي في الطبقة المائية ينخفض بمقدار dh- والزيادة في الاجهاد الفعال $d\sigma_e = -\rho\, gdh$. فإن انضغاطية الطبقة المائية ومن المعادلة (٣.٧٩) تكون (من freeze 1979) :ـ

$$db = -\alpha b d\sigma_e = -\alpha b \rho g dh \qquad (٣.٨٠)$$

حيث تدل الاشارة الســـــالبة على أن النقص في العلـــو يسبب اختزالاً للسمك b .

ان الضـخ من الآبـار يسبب ميلا هيدروليكيا باتجـاه البئر في الطبقة المائية ويسبب انخفاضا في العلو الهيدروليكي في كل نقطة بالقرب من البئر، وكردة فعل ينتج زيادة في الاجهاد الفعال في هذه النقطة وبالتالي ضغطا على الطبقات المائية .

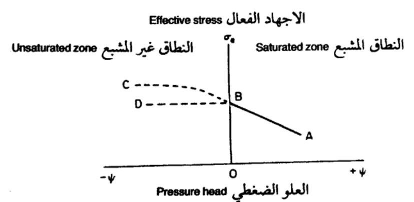
(١٢-٣) الاجهاد الفعال في النطاق غير المشبع

Effective Stress in the Unsaturated zone

تشـير المعـادلـة (٣.٧٦) على أن العـلاقة بين الاجهاد الفعال ($d\sigma_e$) والعلو الضغطي (Ψ) هي علاقة خطية . وتصلح هذه المعادلة وما ارتكزت عليه للطبقات المشبعة، أما الطبقات غير المشبعة فقد اقترح بعض العلماء لها المعادلة التالية :ـ

$$d\sigma_e = -\rho g \chi d\Psi \qquad (٣.٨١)$$

حيث تعتمد x على درجة التشبع وعلى تركيب التربة وحالتها الرطبة والجافة، والشكل (١٦-٣) يبين هذه العلاقة .



شكل (١٦-٣) العلاقة ما بين الاجهاد الفعال والعلو الضغطي في النطاق المشبع وغير المشبع

(affer Narasimhan 1975)

فعندما تكون $\Psi > 0$ فإن $x = 1$ وعندما تكون $\Psi < 0$ فإن $x \leq 1$ وعندما تكون $\Psi \geq 0$ فان $x = 0$ وعندما تكون $x = 0$ و$\Psi > 0$ فان($d\sigma_e = d\sigma_T$) وبناء على هذه الفرضية فان التغـير في العلو أو المحتـوى المائي في النطاق غير المشبع لا يسبب تغيرا في الاجهاد الفعال.

ان تعريف الانضغاطية للوسط المسامي في النطاق المشبع ما زال كنظيره في النطاق غير المشبع وتطبق المعادلة التي سبق شرحها لنفس الغاية (freeze 1979) .

(١٣-٣) التخزين النوعي Specific Storage S_s

يعرف التخزين النوعي لطبقة مائية مشبعة بحجم الماء الذي يتحرر من وحدة حجم من مخزون الـطبقة المائية عند انخفاض العلو الهيدروليكي بمقدار وحدة واحدة، وكما أشرنا سابقا فإن نقصان العلو الهيدروليكي (h) يدل على نقصان في ضغط السائل وزيادة في الاجهاد الفعال.

ان زيادة الاجهاد الفعال (δ_e) الذي يعتمد على انضغاطية الطبقة المائية يسبب انضغاطا في الطبقة المائية، ونقصان الضغط (P) الذي يعتمد على انضغاطية السائل (β) يسبب امتدادا للماء، وهاتان العمليتان هما السبب في تحرر أو خروج الماء من المخزون تحت ظروف نقصان أو هبوط العلو الهيدروليكي.

وحجم الماء الذي يظهر في وحدة الحجم لطبقة مائية أثناء الانضغاط يساوي النقص في الحجم لوحـدة الحجم من الـطبقة المائية، والنقص الحجمي dV_T هو سالب ولكن حجم الماء الناتج dV_w موجب. وبعبارة أخرى فإن: (من freeze 1979)
-:

$$dV_w = -dV_T \qquad (٣.٨٢)$$

ومن المعادلة (٣.٧٧). نحصل على:

$$-dV_T = \alpha V_T\, d\sigma_e \qquad (٣.٨٣)$$

أو

$$dV_w = \alpha V_T\, d\sigma_e \qquad (٣.٨٤)$$

وإذا أخذنا وحدة الحجـــم ($V_T = 1$) ووحدة من هبوط العلو الهيدروليكي ($dh= 1$) فإنه ومن المعادلة (٣.٧٦) نحصل على:

$$dV_w= \alpha \rho g \qquad (٣.٨٥)$$

ومن المعادلة (٣.٤) نحصل على (من freeze 1979).

$$dV_w= \beta V_w dp \qquad (٣.٨٦)$$

وهذا هو حجم الماء الناتج من تمدد الماء.

وإذا كان مجموع حجم الوحدة V_T فإن حجم الماء هو:

$$V_w = nV_T \qquad (٣.٨٧)$$

حيث أن n تعبر عن المسامية.

وعندما تكون $V_T= 1$ ، $dp=\rho gd\psi = \rho gd(h-z)=\rho gdh$ فإن حجم الماء الناتج عن تمدد الماء يكون:ـ

$$dV_w = \beta n \rho g \qquad (٣.٨٨)$$

ان التخزين النوعي S_s هو مجموع dV_w في المعادلتين (٣.٨٥) و(٣.٨٨) أي أن:

$$S_s = \beta n \rho g+\alpha \rho g \qquad (٣.٨٩)$$

أو (من freeze 1979) :ـ

$$S_s= \rho g(n\beta+\alpha) \qquad (٣.٩٠)$$

وهـذا يتفق مع التعـريف السـابق للتخـزين النـوعي كحجم لكل وحدة إنخفاض في العلو الهيدروليكي.

(٣-١٤) الناقلية ومعامل التخزين (المخزونية) للطبقات المائية المحصورة

Transmissivity (Trassmissibility) and storativity (Storage Coefficient) of aconfined Aquifer).

يمكن تعريف الناقلية لطبقة مائية محصورة ذات السماكة b حسب المعادلة التالية:ـ

$$T= Kb \qquad (٣.٩١)$$

حيث تعبر K عن الموصلية الهيدروليكية وابعادها في النظام المتري m/sec . أما T فتعبر عن الناقلية ووحداتها m^2/sec . وإذا كانت وحدات K gal/day فإن وحدات الناقلية T تكون gal/day/ft .

ان معامل التخزين S يمكن تعريفه حسب المعادلة التالية :ـ

$$S = S_s b \qquad (٣.٩٢)$$

ومن المعادلة (٣.٩٠) فإن :

$$S = \rho\, gb(n\beta + \alpha) \qquad (٣.٩٣)$$

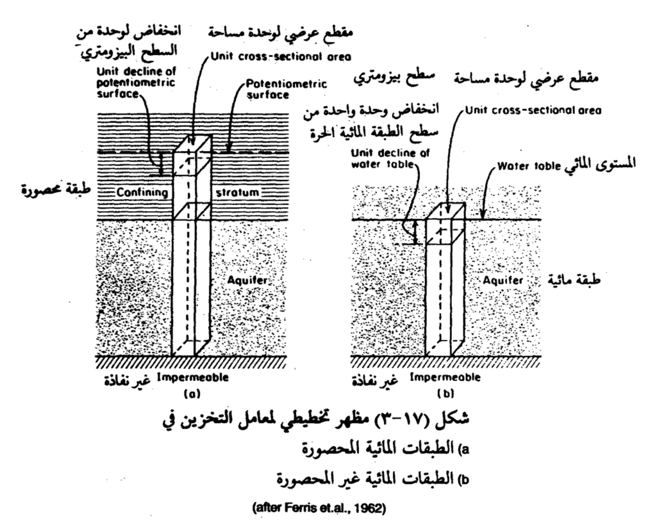
وعلى هذا يمكن تعريف معامل التخزين للطبقات المائية المحصورة والمشبعة وذات السماكة b بحجم الماء الناتج من مخزون الطبقة المائية لكل وحدة مساحة من سطح الطبقة المائية لكل وحدة هبوط لمركبات العلو الهيدروليكي لذلك السطح طبيعيا (شكل ١٧-٣)a . ويستعمل عادة مصطلح السطح البيزومتري أو مستوى تساوي الجهد للطبقات المحصورة مكان العلو الهيدروليكي .

ان معـامل التخزين للطبقات المحصورة يتراوح بين 0.005 إلى 0.00005 هذا ويمكن تحديد معامل التخزين والناقلية للطبقات الكتيمة كما للطبقات المائية ، أما مصـطلح الانتشار الهيدروليكي والمعرف حسب المعادلة $D = T/S = k/S_s$ فانه غير مستعمل بشكل واسع في الحياة العملية .

(١٥-٣) الناقلية والعطاء النوعي للطبقات المائية غير المحصورة .

Transmissivity and specific yield in unconfined aquifer.

يعرف معامل التخزين للطبقة المائية غير المحصورة بالعطاء النوعي S_y ويعرف بحجم الماء الذي يرتفع في الطبقة غير المحصورة من المخزون لكل وحدة مساحة من سطح الطبقة المائية لكل وحدة هبوط أو انخفاض في المستوى المائي ويسمى أحيانـاً بمعـامـل التخزين غير المضغوط والشكل (١٧-٣)b يوضح هذ الفكرة وكمثال يوضح تعريف معامل التخزين لنفرض أن ٤م٣ من مياه طبقة مائية غير محصـورة قد تحررت من منطقة أفقية مساحتها ١٠م٢ وحدث هبوط في المستوى المائي مقداره ٢م فان معامل التخزين يكون ٠,٠٢ أو ٢٠٪.



شكل (١٧-٣) مظهر تخطيطي لمعامل التخزين في

a) الطبقات المائية المحصورة

b) الطبقات المائية غير المحصورة

(after Ferris et.al., 1962)

ان تعريف معامل الناقلية للطبقات المائية غير المحصورة يختلف عن تعريف معامل الناقلية للطبقات المحصورة، ويمكن استعمال المعادلة (٣.٩١) للطبقات المائية غير المحصورة لكن b تعبر هنا عن السمك المشبع للطبقة المائية.

يتم تزويد الآبار بالمياه عن طريق تصريف المياه من الفراغات المسامية للطبقات المائية غير المحصورة، ويمكن الحصول على معامل التخزين أو العطاء النوعي للطبقات المائية حقليا بواسطة تجارب الضخ، حيث يتم ضخ المياه من البئر بسرعة ثابتة، ويقاس الهبوط في المستوى المائي أو المستوى البيزومتري من خلال الآبار أو بواسطة البيزوميتر من مسافات محددة من بئر الضخ، وبواسطة هذه المعلومات يمكن الحصول على كل من معامل الناقلية والعطاء النوعي، وسوف يتم شرح ذلك فيما بعد.

إن هبوط المستوى المائي بسرعة عالية يعني أن تصريف المياه من الفراغات المسامية ربما لا يكون بسرعة كافية لجعل العطاء النوعي كاملا، وفي هذه الحالة فان التصريف المستمر من الفراغات المسامية سوف يحدث حتى لو وصل هبوط المستوى المائي إلى حد منخفض وعليه فان العطاء النوعي سوف يعتمد على سرعة هبوط المستوى المائي والذي يتغير مع الزمن ومع المسافة من البئر أو من النقاط الاخرى، حيث تجمع المياه الجوفية من الطبقة المائية.

وانتاجية المياه الموجودة في الطبقات المائية المحصورة لا تكون إلا عن طريق التصريف من الفراغات المسامية، حيث لا يوجد هبوط في المستوى المائي وحيث تكون المواد المكونة للطبقة المائية مشبعة، ويمكن الحصول على المياه من الطبقات المائية المحصورة بثلاث عمليات ميكانيكية هي: انضغاطية الطبقة المائية وخصوصا تلك التي تحتوي على طبقات من الطين والطفل أو الغرين، والتصريف من الطبقات المائية الاخرى، وكذلك التصريف من الفراغات المسامية عندما تصبح الطبقات المائية المحصورة طبقات غير محصورة ولها مستوى مائي حر في مكاشفها.

وتعتبر كمية المياه المنتجة بأي من الطرق الثلاث الميكانيكية لكل وحدة هبوط في السطح البيزومتري أقل بكثير من المياه المنتجة من تصريف الفراغات المسامية لكل وحدة هبوط للمستوى المائي. ومعامل التخزين للطبقات المائية المحصورة يعتبر قليل نسبياً ويتراوح بين: 0.01-0.00005 .

(١٦-٣) معادلات تدفق أو جريان المياه الجوفية Equations of groundwater flow

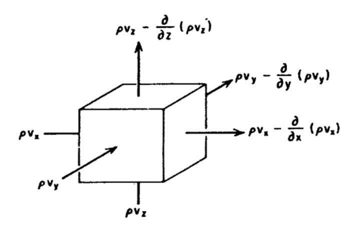
يعتبر قانون دارسي الذي سبق شرحه القاعدة الأساسية لجريان المياه الجوفية في الوسط المسامي وسوف نعرض في هذا الفصل التطورات المختصرة لمعادلات الجريان في الحالات التالية:-

١- الجريان المشبع الثابت Steady Saturated flow

لقد سبق وعرفنا الجريان الثابت بالجريان الذي لا تتغير فيه السرعة والضغط مع الزمن عند أية نقطة محددة فيه. والشكل (١٨-٣) يبين وحدة حجم لوسط

مسامي ويدعى بالحجم الأساسي المنتظم (Elemental control volume) .

ان سرعة الجريان لكتلة من السائل الداخل إلى هذا الحجم الاساسي المنتظم تكون مساوية لسرعة جريان السائل الخارج من هذا الحجم. وهذا يترجمه الشكل الرياضي التالي لمعادلة الاستمرارية.



(شكل ١٨-٣) (من freeze, cherry 1979)

$$\left[-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}\right]=-\frac{\partial \rho}{\partial t} \qquad (٣.٩٤)$$

حيث أن ρ تعبر عن كثافة السائل وتعبر عن الزمن.

وحيث أن الظروف في حالة الجريان الثابت لا تتغير مع الزمن وبما أن الماء يعتبر مائعا وغير قابل للانضغاط و ρ ثابتة لذا فإن المعادلة السابقة يمكن اختصارها إلى :-

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}=0 \qquad (٣.٩٥)$$

وباستبدال V_z,V_y,V_x من قانون دارسي ووضعها في المعادلة السابقة نحصل على معادلة الجريان الثابت عبر الوسط المسامي المشبع والغير متشابه وكما يلي :-

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=0 \qquad (٣.٩٦)$$

وبما أن ($K_x = K_y = K_z$) في الاوساط المتشابهة (Isotropic) و(ثابت = $K_{(x,y,z)}$) في حالة الاوساط المتجانسة (Homogeneous) فاننا نستطيع الحصول على معادلة خاصة للجريان الثابت خلال الوسط المتشابه والمتجانس كما يلي :-

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0 \qquad (٣.٩٧)$$

وتدعى هذه المعادلة بمعادلة لابلاس (Laplace Equation)

الجريان المشبع وغير الثابت Transient saturated flow

لقد سبق وعرفنا الجريان غير الثابت بالجريان الذي تتغير فيه السرعة والضغط مع الزمن عند أي نقطة محدودة فيه، ومن أجل اشتقاق قانون عام للجريان المشبع وغير الثابت في الوسط المسامي يلزم فهما لانضغاطية الطبقة المائية وانضغاطية السوائل اللذين يحكمان هذا الجريان وقد سبق شرحهما في هذا الفصل.

ان التغير في انضغاطية السائل يعني التغير في حجمه وهذا يسبب تغيرا في كثافته، وبالتالي فإن سرعة كتلة من السائل شكل (١٨-٣) الناتجة من تمدد الماء تحت هذه الظروف تكون $n\frac{\partial \rho}{\partial t}$ وكذلك فإن انضغاطية الطبقة المائية تعكس التغير في مساميتها وبالتالي فإن سرعة كتلة من السائل الناتجة عن تغير المسامية مع الزمن تكون $\rho\frac{\partial n}{\partial t}$. وحيث أن سرعة كتلة من السائل في الجريان المشبع وغير الثابت تشتمل على الحالتين السابقتين، فان سرعة كتلة من السائل (شكل ١٨-٣) هي : $\frac{\partial \rho n}{\partial t}$ وحسب قانون بقاء المواد للجريان المشبع وغير الثابت في الوسط المسامي الذي يتطلب أن تكون السرعة النهائية (net rate) لجريان كتلة من السائل في أية وحدة حجم من الوسط المسامي (Elemental control volume) تساوي السرعة الزمنية لتغير مخزون كتلة السائل داخل العنصر (شكل ١٨-٣) فان معادلة الاستمرارية تأخذ الشكل التالي :-

$$-\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z}=\frac{\partial(\rho n)}{\partial t}=n\frac{\partial p}{\partial t}+\rho\frac{\partial n}{\partial t} \qquad (٣.٩٨)$$

وبما أن التغير في ρ و n يحدث بسبب تغير العلو الهيدروليكي. وحجم الماء الناتج عند هبوط العلو الهيدروليكي وحده واحدة يعرف بالتخزين النوعي (المعادلة ٣.٩٠) فإن سرعة السائل (السرعة الزمنية لتغير مخزون كتلة من السائل) تصبح $\rho S_s\frac{\partial h}{\partial t}$ وبوضعها في معادلة الاستمرارية نحصل على :-

$$-\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z}\rho=S_s\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (٣.٩٩)$$

ويتـوسيع هذه المعادلة وقسمة طرفيها على ρ وبادخال قانون دارسي عليها نحصل على المعادلة التالية :ـ

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_x\frac{\partial h}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(K_y\frac{\partial h}{\partial y})+\frac{\partial}{\partial z}(K_z\frac{\partial h}{\partial z})=S_s\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (٣.١٠٠)$$

وهـذه هي معـادلـة الجـريان غير الثـابت في الوسط المسامي المشبع والغير متشابه. اما إذا كان الوسط المسامي متشابه ومتجانس فإن المعادلة السابقة تصبح :ـ

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (٣.١٠١)$$

وتعرف هذه المعادلة بمعادلة الانتشار (diffusion equational) . ان حل $h_{(x,y,z,t)}$ يصف قيمة العلو الهيدروليكي في أي نقطة في حقل الجريان في أي زمن، ويتطلب هذا الحل معرفة العناصر الهيدرولوجية الاساسية (K,α,n) وعناصر السائل (β,ρ) وفي الحالة الخاصة للطبقة المائية الافقية ذات السماكة $T=Kb, S=S_sb,b$ فان المعادلة السابقة تصبح على شكل بعدين وكما يلي :ـ

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}=\frac{S}{Kb}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (٣.١٠٢)$$

والحل $h_{(x,y,z)}$ يصف حقل العلو الهيدروليكي في اي نقطة على المستوى الأفقي عبر الطبقة المائية الافقية في أي زمن وهذا يتطلب معرفة عناصر الطبقة المائية T,S .

الجريان غير المشبـــــع وغير الثابت Transient unsaturated flow

تأخـذ حركـة المياه الجوفية مجراها في منطقة التهوية كنتيجة لقوى الخاصية الشعرية، وفي الحقيقة كلما قلت درجة التشبع تقل النفاذية لأن معظم الفراغات غير المملوءة بالماء تكون مملوءة بالهواء وهذا يعوق حركة مرور الماء خلال الوسط المسامي. ومن أجل اشتقاق قانون عام للجريان غير المشبع وغير الثابت في الوسط المسامي فإنه يلزم فهما لدرجة التشبع ولنسبة الرطوبة أو المحتوى المائي وللمسامية. وعلى اعتبار أن المساميـــــة هي n ونسبة الرطوبة هي θ وإذا اعتبرنا درجة التشبع $\bar{\theta}=\theta/n$ وبتطبيـــق معادلة الاستمرارية في حالة الجريان في وحدة حجم من الوسط

المسـامي (Elemental Control Volume) والذي يكون مشبعاً جزئياً وتتغير فيه السرعة الـزمنية للمحتـوى المائي والسرعة الزمنية للمخزون نسبة إلى انضغاطية الطبقة المائية فـإن ρn تصبح $\rho n\theta'$ وعليه فإن معادلة الاستمرارية تأخذ الشكل التالي (من freeze 1979) :ـ

$$-\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z}=n\theta'\frac{\partial \rho}{\partial t}+\rho\theta'\frac{\partial n}{\partial t}-n\rho\frac{\partial \theta'}{\partial t} \quad (٣.١٠٣)$$

وحيث أن $n\theta'\frac{\partial \rho}{\partial t}$ و $(\rho\theta'\frac{\partial n}{\partial t})$ أصغر بكثير من $n\rho\frac{\partial \theta'}{\partial t}$ في حالة الجريان غير المشبع فإنه يمكن حذفهما من المعادلة السابقة وبقسمة على طرفي المعادلة وادخال قانون دارسي للجريان غير المشبع في الاتجاه x للتربة المتشابهـــة ($V_x = K(\Psi)\frac{\partial h}{\partial x}$) في المعادلة السابقة وبتمييز أن $nd\theta' = d\theta$ فإن ذلك يقودنا إلى المعادلة التالية (من freeze 1979) :ـ

$$\frac{\partial}{\partial x}K(\Psi)\frac{\partial h}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial y}K(\Psi)\frac{\partial h}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial z}K(\Psi)\frac{\partial h}{\partial z}=\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (٣.١٠٤)$$

وبقسمة البسط والمقام في طرف المعادلة الأيمن على (Ψ) وبمعرفة أن سعة الـرطوبة النوعية (Specific moisture Capacity)(C) تساوي $\frac{\partial \theta}{\partial \Psi}$ وبملاحظة أن ($h = \Psi + z$) نحصل على المعادلة التالية (من freeze 1979) :ـ

$$\frac{\partial}{\partial x}[K(\Psi)\frac{\partial \Psi}{\partial x}]+\frac{\partial}{\partial y}[K(\Psi)\frac{\partial \Psi}{\partial y}]+\frac{\partial}{\partial z}[K(\Psi)\frac{\partial \Psi}{\partial z}+1]=c(\Psi)\frac{\partial \Psi}{\partial t} \quad (٣.١٠٥)$$

وتدعى هذه المعادلة بمعادلة الجريان غير الثابت في الوسط المسامي غير المشبع التي ترتكز على Ψ وغالبا ما تسمى بمعادلة (Richard) والحل $\Psi_{(x,y,z,t)}$ يصف حقل العلو الضغطي في أي نقطة في حقل الجريان في أي زمن. ومن خلال العلاقة $h=\Psi+z$ يمكن وصف حقل العلو الهيدروليكي من حل $h_{(x,y,z,t)}$ ويحتاج هذا الحل إلى معـرفة خواص المنحنيات $K(\Psi)$ و$C(\Psi)$ و$Q(\Psi)$ ولمزيد من المعلومات ارجع إلى (Freeze and cherry 1979).

الجريان المزدوج Coupled Flow

لقد أثبتت كثير من التجارب المخبرية التي قام بها كثير من العلماء وعززوها باثباتات نظرية ان المياه في الوسط المسامي تميل للجريان تحت ميول أخرى غير

الميل الهيدروليكي. فالميل الحـراري Temperature gradient يسبب في جريان المياه الجوفية عبر الوسط المسامي حتى بدون وجود الميل الهيدروليكي، والميل الكهربائي يُحدث جريانـا للمياه من الجهـد العـالي نحو المنخفض وهذا يسبب تداخلا في الشحنات الكهربائية المتجمعة في معادن الطين في التربة والشحنات الايونية في المياه، والميل الكيماوي يسبب في جريان المياه من المناطق ذات الملوحة العالية إلى المنـاطق ذات الملوحة الأقل، وقد يحدث ذلك حتى مع غياب الميول الأخرى، ويعتبر الميل الكيماوي مهما جدا في تلوث المياه الجوفية. ومن أجل اشتقاق قانون لجريان المياه تحت هذه الظروف دعنا نبحث في سرعة المياه في كل حالة على انفراد حتى نتمكن من اشتقاق القانون العام الذي يحكم جريان الحالات مجتمعة

أ) ان سرعة المياه تتناسب طرديا مع الميل الهيدروليكي وبمعنى آخر فإن:

$$V \propto -\frac{dh}{dl}$$

ومنه فإن:ـ

$$V = -L_1 \frac{dh}{dl} \qquad (3.106)$$

حيث أن L_1 ثابت التناسب.

ب) ان سرعة المياه تتناسب طرديا مع الميل الحراري وبمعنى آخر فإن:

$$V \propto \frac{dT}{dl}$$

ومنه فإن:ـ

$$V = -L_2 \frac{dT}{dl} \qquad (3.107)$$

حيث أن L_2 ثابت التناسب.

جـ) ان سرعة المياه تتناسب طرديا مع الميل الكيماوي أي أن:ـ

$$V \propto \frac{dc}{dl}$$

ومنه فإن:ـ

$$V = -L_3 \frac{dc}{dl} \qquad (3.108)$$

حيث أن L_3 ثابت التناسب.

وفيما إذا لعبت كل من هذه الميول مجتمعة دورا في حدوث الجريان فانها ستتبع

قانون عام للجريان يمكن كتابته بالشكل التالي (من freeze 1979) :-

$$V = -L_1 \frac{dh}{dl} - L_2 \frac{dT}{dl} - L_3 \frac{dc}{dl} \qquad (٣.١٠٩)$$

حيث أن h العلو الهيدروليكي و c التركيز الكيماوي و T درجة الحرارة و L_1, L_2, L_3 ثوابت التناسب.

(٣-١٧) صحة قانون دارسي (Validity of Darcy's Low)

تسرى صحة قانون دارسي في حالة الجريان الصفائحي (Laminar flow) وحيث أن حركة المياه الجوفية صفائحية في معظم الحالات تقريبا كما ذكرنا سابقا فان قانون دارسي يصف جريان المياه الجوفية بشكل صحيح في معظم البيئات الهيدروجيولوجية، وعموما فإن قانون دارسي يستعمل :-

١ . للجريان المشبع وغير المشبع.
٢ . للجريان الثابت وغير الثابت.
٣ . للجريان عبر الطبقات المائية والطبقات الكتيمة أو الصادة.
٤ . للجريان في الأنظمة المتجانسة وغير المتجانسة.
٥ . للجريان في الأنظمة المتشابهة وغير المتشابهة.
٦ . للجريان في كل من الصخور والحبيبات المسامية.

ان تطبيق قانون دارسي له حدود معينة، فهو قانون خطي (Linear Law) وإذا كان مفعوله ساريا في جميع الحالات، فمعنى ذلك أننا إذا وضعنا التصريف النوعي (v) مقابل الميل الهيدروليكي (dh/dl) فإن ذلك يعطينا خطا مستقيما لجميع الميول الهيدروليكية (0-∞) ولكن هنالك حالتين على الأقل يسري بهما صحة قانون دارسي بالمعنى الخطي له في الجريان عبر المواد الحبيبية. أما الحالة الأولى فهي عندما يكون الجريان عبر رسوبيات منخفضة النفاذية وذات ميل هيدروليكي قليل، وفي الحالة الثانية حيث يكون الجريان كبيرا وعبر رسوبيات عالية النفاذية، وبعبارة أخرى فإن هنالك حدودا دنيا وحدودا عليا لسريان صحة قانون دارسي وقد اقترح بعض العلماء شكلا عاما كقانون للجريان عبر الوسط المسامي ويمكن أن يكون :-

$$V = -K\left(\frac{dh}{dl}\right)^m \qquad (٣.١١٠)$$

فإذا كانت m = 1 وهي كذلك لجميع الحالات العامة فإن الجريان سيكون خطيا ويسمى عندها قانون دارسي، أما إذا كانت m≠1 فيكون الجريان غير خطي وينكسر عندها قانون دارسي. وعموما فقد بين بعض العلماء أن سرعة الجريان العالية جدا تكسر قانون دارسي وتعتبر من الحدود العليا له. وقد اعتمدوا في ذلك على عدد رينولد الذي سبق شرحه والذي يستعمل بشكل واسع في ميكانيكا الموائع للتمييز بين الجريان الصفائحي والجريان المضطرب. وقد أثبت العلماء أن قانون دارسي يعتبر صحيحا عندما يكون رقم رينولد ما بين (10-1) مع العلم بأن الجريان في حدود هذا العدد يكون صفائحيا عبر الوسط المسامي.

ان سرعات الجريان التي تتجاوز الحد الأعلى لقانون دارسي هي عادة تكاوين صخرية مهمة مثل الحجر الجيري الكارستي والدولومايت والمواد الحبيبية والبركانية الكهفية، وعموما فإن سرعة جريان دارسي لا تتجاوز حدوده في الصخور المتشققة وفي المواد الحبيبية مثل الصخور النفاذة بسبب الفواصل والشقوق وغيرها.

(١٨-٣) تعيين سرعة حركة المياه الجوفية :-

يمكن تعيين اتجاه وسرعة حركة المياه الجوفية في الطبقات المائية بطرق متعددة أهمها استعمال الملونات أو الأملاح، حيث يتم حفر آبار المراقبة على مسافة معينة من البئر الاختبارية وفي حالة معرفة اتجاه التيار الجوفي تحفر آبار المراقبة باتجاه التيار بعد البئر على نفس المسافات أما إذا كان اتجاه التيار غير معلوم فيتم حفر آبار المراقبة بشكل دائري على بعد ١-٥ , ١م في حالة الطبقات المائية المكونة من الرمال خشنة الحبيبات وعلى بعد ٥ , ٠-١م في حالة الطبقات المائية المكونة من الرمال دقيقة ومتوسطة الحبيبات. وبعد ذلك يتم ضخ محلول ملح الطعام بحيث يزيد فيه تركيز الكلور بألفين مرة عن تركيزه في المياه الجوفية إلى داخل البئر الاختبارية ويراعى تعيين محتوى الكلوريدات في الماء من البئر الاختبارية ومن آبار المراقبة قبل اجراء التجربة ومن ثم يحدد الزمن اللازم لوصول الكلوريدات إلى آبار المراقبة بمعرفة زمن ادخال الملح إلى البئر الاختبارية وقياس محتوى الكلوريدات في الماء من آبار

المراقبة بواسطة أخذ العينات من المياه كل عشرة دقائق ويتم تعيين محتوى الملح في المياه الجوفية بواسطة نترات الفضة، حيث تتفاعل نترات الفضة مع الكلوريدات معطية راسب من كلوريدات الفضة ذو اللون الرمادي القاتم. والبئر الذي يظهر فيه الملح قبل غيره يكون واقع في اتجاه تيار المياه الجوفية.

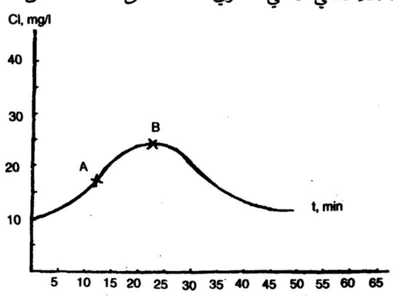
ويمكن تعيين السرعة الحقيقية لحركة المياه الجوفية حسب المعادلة التالية:ـ

$$V = \frac{L}{t} \qquad (٣.١١١)$$

حيث أن L : تعبر عن المسافة بين البئر الاختبارية وبئر المراقبة الواقعة في اتجاه التيار بالأمتار.

t : الزمن منذ بداية وضع المحلول الملحي في البئر الانتاجية ولغاية ظهوره في بئر المراقبة.

ومن أجل تعيين t يمكن رسم منحنى يبين العلاقة بين محتوى الكلوريدات في المياه الجوفية وبين الزمن الذي مر منذ بداية التجربة بحيث يوضع محتوى الكلور (ملجم/لتر) في ماء بئر المراقبة على المحور الرأسي ومدة المراقبة بالدقائق أو الساعات على المحور الأفقي (شكل ١٩-٣) ويؤخذ الزمن t مساويا لقيمة الاحداثي الافقي الواقع مقابل نقطة انحناء المنحنى (A) وتنصح بعض المراجع بأخذ قيمة t للاحداثي الافقي المساوي للمسافة حتى النقطة العظمى (B).



شكل (١٩-٣) انتشار الكلور عند تعيين السرعة الحقيقية لحركة المياه الجوفية

ان سرعة حركة المياه الجوفية في الطبقات المائية شديدة الملوحة وخاصة تلك التي يزيد فيهـا محتـوى الكلور عن ٥٠٠-٦٠٠ ملجم/لتر. لا نستطيع تعيينها بواسطة الأملاح وعندما تكون الطبقات الكتيمة متعرجة بشدة فان محلول ملح الطعام ذو التركيز الأعلى من تركيز المياه الجوفية سوف يترسب في الأماكن المنخفضة من الطبقة الكتيمة وهذا سوف يخفف سرعة الماء. لذا يستعاض عن ملح الطعام في مثل هذه الحالات بالأصباغ العضوية التي يمكن اكتشاف وجودها في الماء عندما يكون تركيزها في الماء يتراوح ما بين ١,٠٪ - ١٠-٦٪.

ان صبغة الفلور في المياه الجوفية القلوية أو التي تحتوي على كميات كبيرة من المركبات العضوية يكون لها لون أصفر مخضر وهي أكثر ثباتا في التراكيز القليلة. ولكي تذوب الصبغة تضاف إليها الصودا الكاوية وغاز النشادر بكميات قليلة. ولكل نوع من أنواع الصخور تستعمل كمية محدودة من صبغة الفلور. ويظهر في الجدول التالي (٥-٣) كميات الصبغة التي يمكن استعمالها لأنواع مختلفة من الصخور.

نوع الصخر	صبغة الفلور (ملجم/م٣)
الصخور الرملية	٠,٥
الصخور الطينية الرملية	١,٠
الصخور الطينية	١,٥
الصخور المتشققة	١,٢
الصخور الكارستية	٠,٦

جدول (٥-٣)

أما في المياه الجوفية الحامضية فينصح بإضافة أزرق الميثلين أو أزرق الأنيلين أو غير ذلك عوضا عن صبغة الفلور. ويستخدم الفلوروسكوب لتعيين كمية المواد الصبغية في الآبار الاختبارية. وهو عبارة عن مجموعة من الأنابيب المحضرة من الزجاج الأبيض والمغلقة بسدادات من الأسفل، وتعبأ الأنابيب بمحاليل صبغات

الفلور بتركيزات مختلفة تتراوح ما بين ٠,٠٠١ وحتى ٠,٠٠٠٠٠٠٠١ جم/لتر. بحيث لا يختلف لون المحلول ذو التركيز القليل عن لون الماء النقي. وتؤخذ بعد مدة معينة عينات من الماء من آبار المراقبة تقارن مع معايير الفلوروسكوب. ويعين تركيز المادة الصبغية. ثم ترسم علاقة تبين التغير في تركيز المادة الصبغية في مياه البئر الاختيارية كما في تجربة ملح الطعام التي سبق شرحها وتعين سرعة حركة المياه الجوفية بأخذ قيمة مساوية للاحداثي الأفقي لنقطة انحناء المنحنى.

كذلك يمكن تعيين سرعة المياه الجوفية بواسطة الطريقة الالكتروليتية، حيث يتم ادخال محلول كهربائي أو الكتروليتي معين قبل محلول كلوريد الامونيوم في البئر الاختبارية، ثم ينتظر ظهوره في آبار المراقبة من خلال تغير الموصلية الكهربائية للمياه. ويستخدم لهذه الغاية جهاز مؤلف من مصدر للتيار الكهربائي وناقله وميلي امبيروميتر (M). واعتمادا على النتائج يرسم منحنى يبين تغير الموصلية الكهربائية للماء في بئر المراقبة بحيث توضع المقاومة على المحور العمودي ويعبر عنها بالميلي أومات وتوضع مدة المراقبة على المحور الأفقي ومن ثم يمكن حساب سرعة حركة المياه الجوفية كما شرحنا في الطرق السابقة.

هذا وقد بدأ حديثا استعمال النظائر المشعة والمستقرة لتعيين سرعة حركة المياه الجوفية حيث تسمح الحساسية العالية وبساطة القياسات الاشعاعية بتعيين الكمية الصغرى من النظائر في المياه الجوفية. وتستعمل النظائر المشعة كذلك من أجل اكتشاف الطبقات الحاوية للمياه في الآبار المغلقة الأنابيب أو المحفورة بطين الحفر ومن أجل تعيين سرعة انتقال الاملاح في المناطق العليا من الطبقات الحاوية للمياه عند تملحها وتستعمل لتعيين مقدار التبخر من سطح الماء. وقد برهنت المواد المشعة على أنها الأنسب لتعيين حركة المياه الجوفية وذلك لحساسيتها العالية للتتبع ولامكانية قياس اشعاعاتها النووية وخصوصا ذات التركيز الذي يتراوح بين $١٠^{-٦}$ - $١٠^{-١٨}$ وهناك أنواعا من النظائر المشعة وخاصة التريتيوم الذي يمكن ان يستعمل كاشفا في الحقل دون اظهار أي خطر للتلوث. وتجدر الاشارة إلى أن هنالك نظائر مشعة أخرى يجب السيطرة عليها وحصر استعمالها في الدراسات المخبرية فقط بسبب خطر مستويات اشعاعها والجدول التالي (٦-٣) يعطي فكرة

عن بعض الكواشف أو المرشدات (Tracers) المستعملة لكشف حركة المياه الجوفية .

TABLE 3.6 Classification by Method of Detection of Substances Which May Be Useful as Ground Water Tracers

Colorimetry

Organic dyes and stains, water soluble
Soluble chromate salts
Amaranth dye
Basic fuchsin
Congo red
Eosine
Magenta
Methylene blue
Sodium fluorescein

Mass Spectrography

Helium
Hydrogen 2
Oxygen 18

Flame Spectrophotometry

Soluble lithium salts

Chemical Determination

Soluble chloride salts
Boron, borax, and boric acid
Copper sulfate
Dextrose
Ethanethiol
Sodium glyceral phosphate
Sodium iodide

Nuclear Radiation

Bromine 82
Calcium 45
Cobalt 60
Hydrogen 3 (Tritium)
Iodine 131
Phosphorus 32
Rubidium 86

Electrical Conductivity

Any strong electrolyte

جدول (٦-٣) (من Todd. 1959)

الفصل الرّابع

آبار المياه

Water Wells

البئر هي ثقب أو ممر غالباً ما يكون عمودياً، تحفر في الأرض لغاية جلب المياه الجوفية إلى السطح، ويمكن تقسيم الآبار حسب عمقها إلى قسمين:

- آبار ضحلة وهي الآبار التي تصل أعماقها لغاية ٣٥ مترا وتستقبل المياه من التربة الجوفية الواقعة تحت طبقة منفذة، وقد تتلوث مياهها بالمياه السطحية الراشحة خلال التربة.

- آبار عميقة وهي التي يزيد عمقها عن ٣٥ مترا، وتستقبل مياهها من الطبقة المائية الواقعة تحت طبقة غير منفذة واحتمال تلوث مثل هذه الآبار نادرا.

وتصنف آبار المياه حسب الغرض من حفرها إلى :-

- آبار استكشافية: وتحفر من أجل التحري عن المياه الجوفية.
- آبار انتاجية: وتحفر من أجل استغلال المياه الجوفية.
- آبار مراقبة: وتحفر من أجل مراقبة تذبذبات المستوى المائي وتستعمل لغاية اجراء تجارب الضخ.
- آبار التطعيم الاصطناعي: وتحفر بغرض تغذية المياه الجوفية صناعيا.
- آبار التصريف: وتهدف إلى التخلص من مياه البواليع والنفايات الصناعية.

ويعتمد اختيار طريقة معينة لتشييد الآبار على الهدف من تجهيز المياه وعلى كمية المياه المطلوبة وعلى الظروف الجيولوجية وعمق المياه الجوفية وعلى العوامل الاقتصادية. ويجب أن يتم تطوير الآبار وفحصها قبل عملية الضخ وقبل تركيب المضخة ويجب عمل صيانة دورية لها من أجل ديمومتها وحفاظا عليها من التلوث السطحي.

(٤-١) أنواع الآبار Types of Wells

(٤-١-١) البئر المحفورة Dug Well

تعتبر البئر المحفورة أقدم أنواع الآبار ويتم حفرها يدويا إلى عمق قليل، ويرجع اكتشافها تاريخيا إلى منطقة الشرق الأوسط التي ما يزال فيها كثير من هذه الآبار، وتستعمل بصورة عامة لسد الحاجات المنزلية من المياه، ويتم تغليفها بواسطة الأخشاب أو الصخور أو المعادن وغالبا ما تستعمل الخرسانة في التغليف، ويحتوي جزء التغليف السفلي على فتحات صغيرة تسمح بمرور الماء، ويستمر حفر هذه الآبار لحين تدفق المياه إلى داخلها وتختلف أعماقها حسب عمق المستوى المائي وتتراوح ما بين ٥-١٥ مترا، أما أقطارها فتتراوح ما بين ١-٥ متر. ويمكن إغلاق هذه الآبار أو إبقاءها مفتوحة، ويعتمد ذلك على طريقة سحب الماء منها، ويجب إغلاق فوهتها خوفا من التلوث ويفضل انشاء سياج اسمنتي بارتفاع ٣٠ سم على الأقل حول فوهة البئر وتغطيته، كما يجب تصريف كافة المياه السطحية بعيدا عن البئر.

(٤-١-٢) الآبار المدفوعة Driven Wells

تتكون هذه الآبار من سلسلة من الأنابيب الطويلة المتصلة بعضها مع بعض وتدفع إلى داخل الأرض بواسطة ضربات متكررة لتصل إلى أسفل المستوى المائي ويتم دخول الماء إلى البئر من خلال رأس اختراق يتكون من مقطع إسطواني مثقب يحيط به مخروط فولاذي يحميه أثناء اندفاعه داخل الأرض.

تتراوح أقطار هذه الآبار ما بين ٦,٠-١٠ سم تقريباً، ويصل عمقها إلى أقل من ١٦ متر ويوجد منها القليل بعمق ٣٠ متر. ويتم استخراج الماء من هذه الآبار بواسطة المضخات ذات النوع الماص أو الشافط، وإذا أردنا الحصول على تجهيز ماء مستمر فيجب أن يكون مستوى الماء قريبا من سطح الأرض.

تستعمل هذه الآبار لسد الحاجات المنزلية، إذ ان انتاج هذه الآبار يعتبر قليل وتتراوح تصريفاتها ما بين ٤,٥-١١,٤ م^{3}/دقيقة، وتستعمل كذلك للأغراض الاستكشافية في التحري عن المياه الجوفية.

ويمكن استعمالها لتخفيض المستوى المائي بحفر مجموعة من الآبار وضخ المياه منها بشكل مستمر، لتجفيف الحفر وخاصة أثناء انشاء المباني تحت السطحية أو في حالة حفر الأساسات، وتعتبر الآبار المدفوعة من أبسط طرق سحب المياه من الأعماق الضحلة، حيث يمكن دفعها بواسطة ثقل دافع معلق ببكرة مربوطة على ركيزة ثلاثة القوام، وتكون نقطة الدفع أكبر قليلا من انبوب التغليف وتستخدم عادة المضخات اليدوية لسحب الماء من هذه الآبار، علما بأنه يمكن استخدام المضخات الكهربائية لهذه الغاية.

(٣-١-٤) الآبار الثقبية أو المجوفة Bored Wells

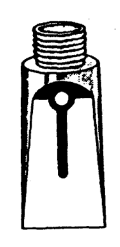
يستخدم المثقب (Auger) لحفر هذه الآبار التي تتراوح أقطارها ما بين ٢٥٠ - ٦٠٠ ملم، حيث يتم دفعه داخل الأرض يدويا أو آليا، ويجب أن تكون التربة في هذه الحالة متماسكة وذلك للمحافظة عليها من الانخساف عند اخراج المثقب للتنظيف وازالة الأتربة، وبعد أن يصل المثقب إلى الطبقة المائية يتم تغليف البئر بالإسمنت.

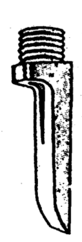
(٤-١-٤) الآبار المثقوبة بالحقن Jected Wells

يتم حفر هذه الآبار بفعل تيار ماء متجه إلى أسفل بسرعة عالية حيث يغسل الأتربة ويزيلها بعيدا عن أنابيب الحفر المستعملة في تعميق الحفرة ويخرج فتات الأتربة والماء من البئر.

وتستعمل دقاقات حفر نفاثة لإختراق الطبقات الطينية المختلفة (شكل ١-٤)، ويتم رفع انبوب الحفر وتنزيله بصورة حادة لتحطيم الطبقات الطينية خلال عملية حقن الماء، ويدار أنبوب الحفر بصورة بطيئة لثقب الأرض بشكل مستقيم حتى تكتمل البئر بطريقة الحقن، ثم يتم تغليفها بالكامل حتى أسفل مستوى المياه الجوفية، وبعدها يتم إنزال انبوب البئر مع مصافي تكون متصلة به إلى قعر البئر داخل مواسير التغليف، وبسحب التغليف الخارجي تصبح البئر جاهزة للضخ، ويمكن وضع الحصى حول انبوب البئر لتثبيته.







دقاقات حفر نفثية

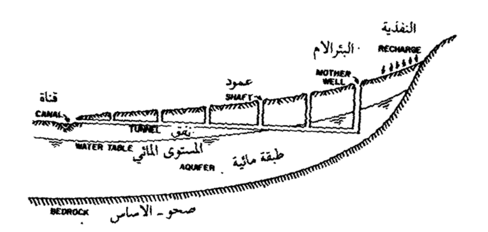
(شكل ١-٤) (من Todd 1959)

(٥-١-٤) البئر النفقية

يرجع أصل هذه البئر قبل ثلاثة آلاف عام إلى إيران، وامتد إلى بعض مناطق آسيا وافريقيا وجنوب اوروبا، وعثر عليها في جنوب افريقيا وفي بعض المناطق الصحراوية، وتعتبر ايران اولى البلدان التي وجد فيها هذا النوع من الآبار، وقد ظهر منها حوالي ٥٠٠٠٠ نظام بطول كلي للأنفاق قدر بحوالي ٣٥٠٠٠٠ كيلو متر وغطى ما يقارب من ٧٥٪ من احتياجات السكان من المياه ويستخدم ثلث إلى نصف مياهها لأغراض الزراعة.

يتكون هذا النظام من بئر واحدة أو أكثر تسمى البئر الأم، وتحفر عادة في أعلى المقاطع الخشنة للرسوبيات الغرينية على إمتداد الحدود الخارجية للأودية الصحراوية أو الأحواض (شكل ٢-٤)، حيث ترشح المياه الجارية من الجبال إلى المياه الجوفية، ويصل عمق الآبار الأم من عدة أمتار إلى حوالي ٤٠٠ مترا وغالبيتها تتراوح ما بين ٣٠-٤٠ مترا، ومن أجل الحصول على الماء دون إستعمال المضخات، يتم حفر نفق بعيدا عن البئر في نهاية المنحدر، في الجزء السفلي من الوادي أو الحوض، ويحفر النفق على شكل إنسيابي من الأعلى بارتفاع ١,٥ متر على الأقل ويعرض ٠,٨ متر. وتحفر أعمدة بشكل رأسي على مسافات ٣٠ أو ٤٠ مترا أثناء انشاء النفق لتأمين التهوية اللازمة، ولرفع المواد التي تم تحطيمها إلى سطح

الأرض. ويتراوح قطر هذه الأعمدة ما بين ٠,٧٥-١م، أما طول النفق فيتراوح من عدة مئات من الأمتار إلى حوالي ٧٠ كيلو متر وفي الغالب يكون طوله بحدود ٤-٥ كيلو متر. ويمكن عمل أنفاق جانبية لزيادة التدفق، ويتراوح معدل التدفق من هذه الأنفــاق من عدة مئـات مكعبـة من الأمتـار في اليوم إلى ما يزيد عن ٣٥٠٠٠م٣ باليوم.

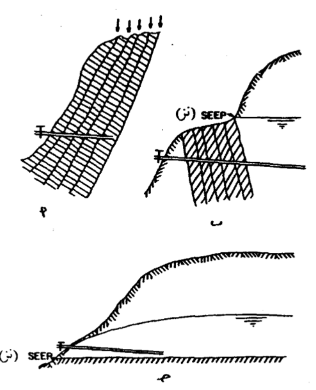


(٦-١-٤) الآبار الأفقية Horizontal Wells

تحفر الآبار الأفقية بين الفترة والأخرى في الأسفل أو بالقرب من الجداول بهدف جمع المياه الجوفية وتحفر في جوانب الجبال كمحاولة لسد التطبق الأفقي وأنطقة التهشم.

ان وجـود القواطع (Dikes) أو الحدود العمودية غير النفاذة بالقرب من المياه الجوفية يعمل على صدها، والطبقات المتكشفة وغير النفاذة الموجودة تحت الطبقة المـائية تعمـل على منـع الرشح (شكل ٣-٤) علما بأن وجود النزازات والينابيع بالقرب من القواطع أو فوق الطبقات غير المنفذة غالبا ما يكون مؤشراً جيداً لوجود المياه الجوفية.

تعتبر الآبار الأفقية حرة التدفق، لذلك يجب تجهيزها بصمام أو بجهاز خاص يتحكم في التدفق، ولقد انشئت مثل هذه الآبار في كثير من بلدان العالم، نذكر



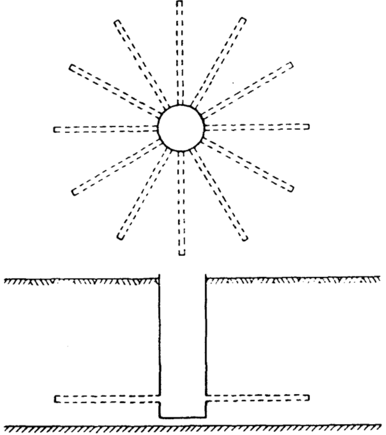
شكل (٣-٤) الآبار العمودية تخترق المياه في:
أ ـ مستويات التطبق العمودي.
ب ـ بجانب القواطع غير المنفذة.
جـ ـ فوق الطبقة غير المنفذة.

(من Bouwer 1978)

منها بئرا في اريزونا في الولايات المتحدة تغلغلت في جوانب جبل مسافة ١٢-٨٢ مترا أي بمعدل ٣٧,٤م. وتراوح إنتاجها من المياه ما بين ١٠-٥٠م^{3} باليوم، وتحفر أحياناً أنفاق أفقية لمنع تجمع المياه الجوفية بالقرب من القواطع غير المنفذة والمتكونة من تدفقات اللافا عبر الفوالق (الصدوع) الأفقية التي تمتد إلى ٦٠٠ متر خلف القواطع. وتستعمل الأنفاق في أيامنا هذه لجمع المياه العذبة في حالة وجود المياه المالحة في الأسفل وقد تم انشاء مثل هذه الانفاق في هاواي في الولايات المتحدة الأمريكية.

(٧-١-٤) الآبار النجمية وآبار الجمع الشعاعي Star Wells or Radial Collector Wells

تحفر هذه الآبار عادة في المناطق القريبة من الانهار للحصول على الماء لسد حاجات السكان، وهي احدى انواع الآبار الافقية، وتتكون من ٤-١٦ جامع افقي تمتد بشكل شعاعي ومتماثل حول اسطوانة مركزية (شكل ٤-٤) مكونة من حجرة أو قيسون كونكريتي مونوليتي (Monolithic Concrete Caisson) بقطر ٤ أمتار تقريبا وذات جدار بسمك ٤٥-٦٠ سم تقريبا. وبعمق حوالي ٢٠ مترا وقد يصل أحيانا إلى (٦٠) مترا. أما الجامع فيتكون عادة من انبوب مشقق بقطر ٢٠-٦٠ سم وطول حوالي ٣٠-٩٠ مترا وهو يشبه أنابيب التغليف، ويتم دفع أو تغطيس الحجرة أو القيسون إلى أسفل الطبقة المائية بعد اتمام عملية الحفر المطلوب، أما أنابيب الجمع فتدار هيدروليكيا في التكوين المائي من فتحات مثقوبة مسبقا في القيسون أو الحجرة بحيث تكون معها ترتيبا شعاعيا. وتقوم أنابيب الجمع بتصريف الماء إلى الحجرة أو القيسونة ليضخ منها إلى سطح الأرض.



(شكل ٤-٤) آبار الجمع الشعاعي (من Bouwer 1978)

(٨-١-٤) الآبار الانبوبية أو العمودية Tube or Vertical Wells

البئر الأنبوبية عبارة عن ممر يشبه الماسورة أو الأنبوبة تحفر في الأرض وتمر عبر طبقات حاملة للماء وطبقات غير حاملة للماء ويمكن تغليفها بأنابيب تغليف صماء مقابل الطبقات غير الحاملة للماء وبأنابيب تغليف مثقبة أو بمصافي مقابل الطبقات الحاملة للماء. وتعتبر معظم الآبار في أيامنا هذه آبار عمودية، ويجب أن تكون آبار الضخ ذات قطر كاف يسمح بدخول المياه الجوفية دون أن تتعرض إلى فواقد في العلو (Head Losses) . ويجب أن تتكيف مع حجم المضخة، وفي حالة المياه الجوفية الضحلة جداً، يمكن وضع المضخة فوق الأرض. ويمكن استعمال الدليل التالي عند اختيار أقطار الآبار اعتماداً على انتاجية البئر المتوقعة.

قطر البئر (م)	انتاج البئر المتوقع (م^{3}/ اليوم)
15	<500
20	400-1000
25	800-2000
30	2000-3500
35	3000-5000
40	4500-7000
50	6500-10000
60	8500-17000

جدول (١-٤) (من Bouwer 1978)

تتراوح أعماق هذه الآبار من عدة أمتار إلى ما يزيد عن ٣٠٠٠ متر وغالبا ما تتراوح أعماق معظم الآبار بين ٢٠-٥٠٠ مترا. وتحفر الآبار الصغيرة الضحلة المستعملة للأغراض الفردية ولأغراض الزراعة بإستعمال طريقة الدفع أو النفث (الحقن) ويمكن حفرها يدويا إذا كانت المواد تحت السطحية غير متماسكة وخالية من الحجارة، أما الآبار العميقة ذات المواد المتماسكة وذات الحصى فإنها تحفر

ميكانيكيا باستعمال طرق الحفر المختلفة، ويجب تغليف الآبار المحفورة في الطبقات غير المتماسكة بمواسير تغليف (Casing Pipe) لحماية البئر من الانهيار ويجب استعمال مصافي خاصة أو أنابيب تغليف مشرحة أو مثقبة، للسماح للمياه الجوفية بدخول البئر، وسيتم شرح ذلك لاحقا.

(٤-٢) طرق حفر الآبار العميقة Methods of drilling deep Wells

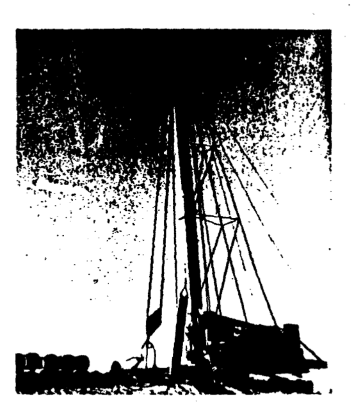
ان أهم الطرق المستعملة في حفر الآبار العميقة هي :-

(٤-٢-١) طريقة الحفر بالكيبل أو بالدق Cable tool method

يتم حفر الآبار في هذه الطريقة بالاسقاط المتكرر لريشة حفر ثقيلة بشكل ازميل (Chisel-Type) إلى أسفل البئر لتحطيم الصخور المتماسكة والرمال غير المتماسكة والحصى، ويتم الحفر بشكل متقطع وعلى فترات لإتاحة الفرصة لتحريك المواد المكسرة بواسطة صمام الحفر النازح (المنزحة) Bailer ويتغير طول ريشة الحفر من ١م في حالة الآبار ذات الأقطار الكبيرة إلى بضعة أمتار في حالة الآبار ذات الأقطار الصغيرة، أما المنزحة ـ Bailer فتتكون من مقطع انبوبي يلتصق به صمام ـ Valve عند القعر، ويتصل به عند القمة حلقة يربط بها حبل، وعند انزال المنزحة إلى البئر، يسمح الصمام للقطع الصخرية المحطمة بالدخول ويمنعها من الخروج ويتم رفعها إلى السطح بعد امتلائها بالمواد الصخرية، حيث يتم تفريغها، وهي متوفرة بأقطار مختلفة الأبعاد، وتتراوح أطوالها ما بين ٣-٩ متر تقريباً وسعتها ما بين ٠٧, ٠-٤, ٣م^{٣} تقريباً.

يتكون برج الحفر من سارية ـ Mast شبه عمودية منتصبة فوق البئر، ورافعة متعددة الأسلاك ودعامة متحركة، ويجب أن تكون السارية عالية بصورة كافية تسمح لأطول مجموعة من الأدوات والأنابيب لأن ترفع خارج البئر، ويتراوح ارتفاعها ما بين ٩-١٥ م تقريباً. وغالباً ما تكون هذه المجموعة مثبتة على مركبة نقل ليتم نقلها من موقع إلى آخر بشكل سريع.

تعلق ريشة الحفر بواسطة حبل موجود حول بكرة في أعلى السارية، وتعمل



(شكل ٥-٤) حفارة الدق

الدعامة المتحركة ذات الطول المتغير على رفع وإسقاط النهاية الأخرى من سلك الحفر الذي يحمل الريشة التي يتراوح طولها مابين ٤٠-١٠٠ سم، أما عدد دقاتها فيتراوح ما بين ٢٠-٦٠ دقة في الدقيقة تقريباً.

ويتم تدوير سلك الحفر ليتمكن الدقاق من تكوين حفرة مستديرة. ويجب أن يضرب الدقاق قاع البئر بشكل دائم، لذلك يُرمى سلك اضافي من أسلاك الحفر، ويمكن اخراجه كلما دعت الحاجة لذلك. هذا ويتم اضافة الماء إلى البئر لتبريد ريشة الحفر واختزال الاحتكاك، كذلك فإن الماء وقطع المواد المحطمة تكون معجونا يتم اخراجه كل ١٢١-١٥٢سم حفر بإيقاف عملية الحفر ورفع العدة من البئر. وتعتمد سرعة الحفر على نوع الصخر وعلى وزن وقطر ريشة الحفر وعلى عدد الضربات أو الدقات في الثانية وتعتمد كذلك على الخبرة العملية، ويمكن أن تصل سرعة الحفر في المواد غير المتماسكة إلى عدة أمتار في اليوم، أما في الصخور الصلبة فتصل إلى نصف متر أو أقل. وكلما زاد عمق البئر لزم أسلاك حفر إضافية

وزاد الزمن اللازم لتحريك وإدخال حبال الحفر ودفع مواسير التغليف، لذلك فإن العمق العملي محدود ويتراوح ما بين ١٠٠٠-٢٠٠٠ متر، ويعتمد على نوع الأجهزة وعلى الظروف الحقلية، وكقاعدة فإن هذه الطريقة لا تستعمل في الآبار التي يصل عمقها إلى ٦٠٠ مترا.

يمكن الحصول على العينات من الآبار المحفورة بهذه الطريقة بواسطة طين الحفر، ويمكن الحصول على عينات من مياه التكاوين المختلفة بعد دفع مواسير التغليف إلى البئر.

ان عملية التغليف ليست ضرورية في المواد المتماسكة، ما عدا تلك التي تكون بالقرب من السطح وتستعمل لمنع رشح المياه الضحلة والمياه السطحية إلى البئر. اما في المواد غير المتماسكة فمن الضروري اجراء عملية التغليف لحفظ البئر من الانهيار، وفي حالة الحفر بالطين أو في المواد الطرية الأخرى يجب دفع مواسير التغليف إلى أسفل البئر ولمسافة تصل ما بين ٢, ٠-١متر. هذا ويجب تغليف البئر في تكوينات الحصى والرمال ويجب دفع مواسير التغليف إلى الأسفل في كل مرة لمسافة تتراوح ما بين ١ متر إلى عدة أمتار.

تعتبر تكاليف عملية الحفر بالدق رخيصة إذا ما قورنت بتكاليف الحفر الدوراني إلا أنها تحتاج إلى وقت أطول، ويعتبر العمق الذي يمكن الوصول إليه في هذه الطريقة محدودا. وعموما فإنه من المهم عند حفر أي بئر عميقة عمل أرصفة على فوهة البئر بحيث لا تتداخل مع أجزاء المضخة لتؤمن سهولة تشغيلها هذا ويسمح بانحراف رأسي في البئر يصل إلى حوالي ١٥ سم لكل ٥, ٣٠متر، ومشكلة الانحراف في الحفر تأخذ أهميتها في حالة الحفر في الطبقات الصخرية الصلبة. علما بأنه من الممكن تعديل الإنحراف في الحفر بإستعمال المتفجرات عند القاع لبعثرة الصخور المحيطة ثم متابعة الحفر بشكل رأسي.

(٢-٢-٤) طريقة الحفر الدوراني Rotary drilling method

ان طريقة الحفر الدوراني هي طريقة قديمة استعملها المصريون القدامى،

وقد تطورت هذه الطريقة حتى استعملت في الصناعات المعدنية وحفر آبار البترول والمياه.

تتكون ريش الحفر من عدة دواليب مسننة دائرية تكون شكلا مخروطيا (شكل ٦-٤) وأصابع كاربيدية مرنة مصنوعة بشكل برعمي متماثل في وجه الريشة، ويتم ربط ريشة الحفر في أسفل أنبوبة الحفر المجوفة وتدار بسرعة (٣٠-٦٠) دورة في الدقيقة داخل البئر.

ويتكون برج الحفر من رافعة ـ derrick أو سارية ـ Mast ومنضدة دوارة ـ Rotating table ومضخة لطين الحفر ومنزحة ـ Bailer وماكنة، وتتم عملية الحفر بفعل التكسير والطحن الذي تسببه الدواليب المسننة والبراعم أو الأصابع أثناء دورانها فوق التكاوين المختلفة الواقعة تحت ثقل أدوات الحفر الموجودة داخل البئر.

ويتكون سائل الحفر من خليط من البنتونايت Bentonite أو الطين والماء، ويتم ضخه عبر انبوب الحفر إلى الأسفل ليصل إلى ريشة الحفر، حيث يعمل على تبريدها ويقلل من تأثير احتكاكها ويقوم برفع القطع الصخرية المحطمة إلى الأعلى عبر المنطقة الفارغة بين جدار البئر وبين انبوب الحفر، ويمكن اعادة استعمال طين الحفر المتدفق وضخه مرة أخرى خلال أنبوب الحفر بعد رفع وابعاد الفتات الصخري الموجود فيه.

واستعمال أنابيب التغليف أثناء الحفر الدوراني غير ضروري لأن سائل الحفر يُكَوِّن غشاء طينيا على جدار البئر يسمى بالكمخة mud lining أو بالكعكة المنقية Filter Cake وهي بدورها بالإضافة إلى العلو الضغطي لسائل الحفر الموجود في البئر والذي يكون أعلى من ضغط التكوين أو الطبقات، يعملان على منع انهيار جدار البئر. ويلعب سائل الحفر دوراً هاماً وحساسا في عملية الحفر الدوراني، فبالإضافة إلى عمله كمبرد ومزيت لريشة الحفر، فهو يحرك قطع الحفر ويشكل غشاءاً أو غطاءاً لحماية جدار البئر من الانهيار. أما العلو الضغطي للسائل في البئر الذي يزيد عن ضغط الطبقات فإنه يحمي الكعكة أو الغشاء الطيني من التحطيم، ويمنع دخول الماء الموجود في التكوين إلى البئر، حيث يقوم على لحم الجدار ويحافظ

على سائل الحفر داخل البئر. وهذا يعتمد على خواص سائل الحفر مثل الكثافة واللزوجة وغيرها.

فمثلاً تعمل زيادة كثافة سائل الحفر على زيادة العلو الضغطي داخل البئر عنه في التكوين وبذلك يبقى الفتات الصخري بحالة معلقة أثناء خروجه خلال البئر إلى أعلى، هذا ويجب أن تكون سرعة التدفق إلى أعلى بحدود 100-0.7 m/s لتتمكن من تحريك الفتات الصخري. ومن جهة أخرى فإن زيادة العلو الضغطي الناتج عن زيادة كثافة سائل الحفر يمكن أن يسبب تحطما للكعكة التي لها أهميتها الكبيرة كما أشرنا في عملية الحفر وبذلك يمكن أن يحدث تهريب في سائل الحفر.

واللزوجة العالية تعرقل عملية صعود الفتات الصخري إلى الأعلى، وهذا يسبب تجمع المواد الصخرية المفتتة حول ريشة الحفر ويعرقل عملها، كذلك فإن زيادة اللزوجة تعمل على زيادة فواقد الاحتكاك ـ Friction Losses في انبوبة الحفر، وينتج عن ذلك نقصان في سرعة الدوران وبالتالي تقل سرعة الحفر. وتعتمد قابلية الطين في تكوين الكعكة على جدار البئر وعلى خواص الفلترة Filtration Properties ويسمح الطين ذو الخواص الترشيحية العالية بمرور الماء عبر الكعكة، إلا أن إستمرار تراكم الطين على سطح التغليف يعمل على زيادة سمك الكعكة، وكذلك فإن حركة سائل الحفر باتجاه الأعلى تعمل على تآكل السطح الداخلي للكعكة، وهذا يمنع السطح الداخلي من أن يكون سميكا جدا. وفي حالة إيقاف عملية دوران سائل الحفر فإن الكعكة ربما تصبح سميكة جدا، وملامستها لأنبوب الحفر الذي ربما يمتصها بفعل ميل أو تدرج العلو الضغطي Pressure head) (gradient (يقل الضغط في الجدار الداخلي لكعكة الطين عنه في جدار البئر) يعرقل عملية دوران أنابيب الحفر، لذلك يجب اخراج انابيب الحفر إلى أعلى وإعادة مركزتها مرة أخرى، وتعرف هذه الظاهرة بـ Stuck Pipe ويمكن التغلب على ذلك باستعمال الحد الأدنى من الطين لزيادة سمك الكعكة الرقيقة لتخفيض سرعة ترشيح سائل الحفر ليمنع التكون المفاجيء لكعكة الطين عندما يتم ايقاف دوران سائل الحفر. ويمكن تقليل الاحتكاك بين Stuck Pipe وبين كعكة الطين بتحديد كمية سائل الحفر في المحتوى الرملي بإضافة مواد مزيتة Lubricants وطين ذات

خواص ترشيح منخفضة، لتكوين سطح رقيق في جدار البئر، وهذا ربما لا يمنع انهيار المواد غير المتماسكة، وعموما يعتبر البنتونايت المادة الاساسية في طين الحفر وله تركيب صفائحي، وعند مزجه بالماء تنتفخ حبيباته بمرور الماء بين الصفائح ويجب أن يحتوي سائل الحفر في آبار المياه على بنتونايت كاف للحصول على كثافة $1.14\text{-}1.02\ g/cm^2$

وتعتمد سرع ةالحفر على صلابة الصخور وعلى شكل وحجم ونوعية ريشة الحفر وسرعة دورانها وعلى الوزن الكلي عليها، وعلى خواص سائل الحفر وضغطه أسفل البئر وسرعة دورانه. وتعتبر أجهزة الحفر الدوراني معقدة وغالية الثمن بالمقارنة مع أجهزة الحفر بالدق ذات الكفاءة نفسها، ولكنها تحتاج إلى وقت أطول ويمكن أن يصل قطر البئر المحفورة بطريقة الحفر الدوراني إلى ٤٥ سم وأكثر.



(٣-٢-٤) طريقة الحفر الدوراني العكسي Reverse Rotary Method

تشبه طريقة الحفر الدوراني العكسي طريقة الحفر الدوراني العادي باستثناء

أن دورة سائل الحفر تكون بالاتجاه المعاكس. أي أن الضخ يتم باتجاه الأسفل خلال الفراغ بين أنبوب الحفر وجدار البئر ويرتفع باتجاه الأعلى خلال ريشة وأنبوب الحفر. وهذه الطريقة قادرة على حفر آبار ذات أقطار تصل إلى حوالي ١٢٢ سم في التكوينات غير المتماسكة. وبما أن مساحة المقطع العرضي لأنبوب الحفر أقل بكثير من تلك التي في الفراغ الحلقي حول انبوب الحفر. فان السرعات باتجاه الأعلى أكبر بكثير من مثيلاتها في طريقة الحفر الدوراني الهيدروليكي، وهذه ميزة خاصة في حالة حفر الآبار بأقطار كبيرة، حيث تسمح باستعمال سائل حفر خفيف مثل المياه الطينية بدلا من طين الحفر.

ويتحقق ثبات جدار البئر في هذه الطريقة من ضغط سائل الحفر داخل البئر وتعتبر كعكة الطين المتكونة على جدار البئر رقيقة مقارنة مع مثيلاتها في الآبار المحفورة بطريقة الحفر الدوراني الهيدروليكي، ويمكن اضافة البنتونايت لبناء كعكة سميكة.

وهناك طريقة الحفر الدوراني الهوائي، حيث يتكون سائل الحفر من هواء جاف ورذاذ mist ورغوة foam وطين هوائي أو سوائل أخرى أخف من الماء. ويجب أن تكون سرعة الدوران في الهواء الجاف عالية بشكل كاف للحصول على سرعات باتجاه الأعلى - (١٠-٣٠) م/ث في الفراغ الحلقي بين أنبوب الحفر وجدار البئر لرفع الفتات الصخري وأهم أسباب استعمال الهواء أو سائل الحفر الخفيف هو زيادة سرعة الحفر. وتستعمل هذه الطريقة في الصخور المحطمة ويستعمل سائل حفر ذو نوع رغوي مع الهواء عند تدفق المياه الجوفية من البئر، وتفضل الرغوة الصلبة - Stiff Foam أثناء الحفر في الطبقات غير المتماسكة. وللحصول على معلومات اضافية عن طرق الحفر يمكن الرجوع إلى كتب تكنولوجيا الحفر.

(٣-٤) اكمال وتجهيز البئر Well Completion

يعني تجهيز البئر تهيئتها بعد اتمام عملية الحفر لاستقبال المياه الجوفية وتأمين دخولها بأقل مقاومة ممكنة داخل التغليف وحوله. وتغليف البئر بمواسير التغليف المصنوعة من الحديد غير المصقول أو من الفولاذ السبائكي أو غير السبائكي أو من

النحاس أو الاسبست له أغراض كثيرة نذكر منها:-

١ . منع انهيار الحفر.
٢ . تجنب دخول الماء غير المرغوب إلى داخل البئر.
٣ . منع تسرب الماء الجيد من البئر إلى التربة السطحية.
٤ . تجنب اختلاط التربة من جوانب البئر مع الماء.

يتم دخول المياه الجوفية للبئر الانتاجية من خلال أنابيب أو مواسير تغليف مثقبة أو مشرحة أو من خلال مصاف خاصة صنعت لهذه الغاية. وتعمل هذه الأنابيب والمصافي على منع الرمال والمواد الناعمة الدقيقة من الدخول إلى البئر، وتسمح بدخول الماء دون فاقد في العلو أو انهيار في جدران البئر، وتعتبر ضرورية في الآبار المحفورة في الطبقات والتكاوين الطرية وذات الحبيبات الناعمة، وغير ضرورية في الآبار المحفورة في التكاوين المتماسكة ذات الجدران الثابتة حيث يتم دخول المياه الجوفية إلى البئر الانتاجية من المسامات الطبيعية ومن الشقوق والأقنية المذابة أو من أية فتحات أخرى في التكوين علما بأن التغليف السطحي يعتبر ضروريا لحماية البئر من التلوث، وغالبا ما يكون التغليف ضرورياً لحماية البئر الانتاجية من سقوط الجدران وإنخسافها.

(٤-٤) قطر مواسير التغليف Casing Diameter

عند إختيار أقطار الآبار الانتاجية يجب مراعاة أن يكون قطر التغليف أكبر من عمود المضخة بمرتين تقريباً حتى لا يعيق حركة العمود التي تسبب فاقداً في العلو، وبشكل يسمح بقياس المستوى المائي داخل البئر. ويمكن الاستعانة بالجدول (٢-٤) عند إختيار قطر مواسير التغليف اعتماداً على سرعة ضخ المياه من البئر. ويعتمد إختيار قطر البئر الانتاجية على مساحة ثقوب المصافي أكثر من اعتمادة على المضخة، وتزداد مساحة ثقوب المصافي بزيادة قطرها.

وإذا كان اختيار نوع مواسير التغليف ضروريا لاعتبارات الاجهاد الواقعة على الأنابيب أثناء تثبيتها وعلى اكسدة المياه التي تلامسها فانه غالبا ما تكون مواسير التغليف طويلة وذات مقاومة عالية، أي قوية، وقد أعطت مواسير التغليف

قطر البئر (سم) (Diameter of Well)	سرعة الضخ (لتر/ دقيقة) (Pumping Rate(
15	500
20	1000
25	2000
30	3000
35	4500
40	6000
50	9000
60	15000

جدول (٢-٤) اقطار مواسير تغليف مقترحة

المصنوعة من الحديد المطاوع والفولاذ نتائج مرضية في كثير من المواقع.

(٤-٥) اختيار نوعية المصافي Selection of the screen quality

يعتمد نوع المعدن المراد تصنيع مصاف منه، على نوعية المياه الجوفية. فإذا كانت المياه الجوفية صدأة ومؤكسدة تصنع المصافي من مواد مقاومة للتأكسد والصدأ. وأهم صفات المياه الجوفية المؤكسدة، انخفاض الحموضة (pH) ووجود كبريتيد الهيدروجين H_2S وظهور الأكسجين المذاب، وزيادة مجموع المواد الصلبة الذائبة عن ١٠٠٠ جزء بالمليون وزيادة ثاني أكسيد الكربون عن ٥٠٠ جزء بالمليون وزيادة نسبة الكلوريدات عن ٥٠٠ جزء بالمليون. وتمتاز المياه الجوفية الصدأة بزيادة الحموضة عن ٨ وزيادة نسبة الحديد عن ٢ جزء بالمليون وزيادة مجموع الصلابة (Hardness) عن ٣٣٠ جزء بالمليون وزيادة مجموع القاعدية (ALKALINITY) عن ٣٠٠ جزء بالمليون. وتميل المياه الصدأة إلى ترسيب المعادن على أسطح المصافي وعلى الفتحات المسامية لمواد التكوين الجيولوجي وتغلقها. ويمكن ازالة المعادن المترسبة بواسطة الأحماض، ويتبع عملية التأكسد دخول كمية لا بأس بها من الرواسب الناعمة إلى داخل البئر الانتاجية. وتعتبر بكتيريا الحديد التي تتغذى على

تحليل الحديد والمنغنيز وتأكسدهما سبباً في اغلاق ثقوب المصافي بالبكتيريا والمعادن. وغالباً ما يتم ازالة البتكيريا بالكلور يتبعه المعالجة بواسطة الأحماض لتحليل الحديد والمنغنيز. وفي هذه الحالة يجب أن تكون المصافي مصنوعة من معدن مقاوم للتآكل، ويجب أن تكون المصافي طويلة وقادرة على تحمل ثقل الأنابيب لأنها تكون عرضة لانفعالات عالية كضغط التكاوين الجانبي لذلك يجب اختيارها من معدن ذي مرونة عالية جداً ويبين الجدول (٣-٤) نوعية المعادن المستعملة في تصنيع المصافي.

Name of metal	*Analysis*[a]	*Cost factor*	*Best suited for*
Monel	70% nickel 30% copper	1.5	High sodium chloride water combined with dissolved oxygen as in sea water. Usually not needed for water suitable for drinking.
Supernickel	70% copper 30% nickel	1.2	Same as above, but not quite as corrosion resistant.
Everdur Silicon-bronze	96% copper 3% silicon 1% manganese	1.0	High total hardness, high sodium chloride water (not with dissolved oxygen present). High iron. Metal most often used for municipal and industrial production wells. Extremely resistant to acid treatment.
Stainless steel	74% steel 18% chromium 8% nickel	1.0	Hydrogen sulfide. Dissolved oxygen. Carbon dioxide. Iron bacteria. Strength second to Everdur. Used in municipal and industrial production wells.
Silicon red brass	83% copper 16% zinc 1% silicon	0.9	Used for same conditions as Everdur, but not quite as good. Not as strong as Everdur. Used in relatively inactive waters.
Armco iron	99.84% pure iron (double galvanized)	0.6	Not corrosion resistant, but functions satisfactorily in some areas. Used for irrigation wells in many areas where waters are relatively neutral.
Steel	99.38/99.72% iron 0.08/15% carbon 0.20/0.50% manganese (double galvanized)	0.5	Not corrosion resistant. Generally used only in temporary wells such as test wells or wells for dewatering. Has provided satisfactory service life in some areas of the southwestern U.S. where waters are noncorrosive and nonencrusting.

[a] The analyses shown are typical but are subject to some deviation from the percentages shown.

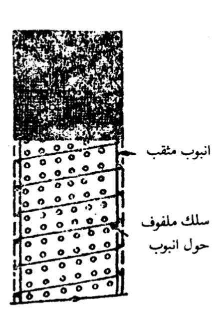
جدول (٣-٤) (من Walton 1970)

(٤-٦) انواع المصافي والتثقيب Types of Screens and Perforation

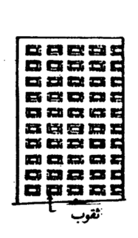
المصفاة هي أنبوبة أو اسطوانة مثقبة لها أقطار وأطوال مختلفة تسمح بدخول المياه إلى البئر وتعيق دخول الرمال والحبيبات الناعمة. وأشهر المصافي المستعملة هي :-

١ ـ مصفاة Ashford

يتكون هذا النوع من المصافي من انبوب مثقب يلف حوله سلك مصنوع من النحاس بشكل حلزوني بحيث يكون شبكة من الشقوق المستدقة التي لها فراغ عرضي في السطح الداخلي تمنع الحبيبات من التجمع ويراعى أن يكون الحرف الضيق للسلك في الداخل والحرف الواسع في الخارج. ولأن الأسلاك الحلزونية تغلق جزءاً من الأنابيب يمكن وضع قضبان طويلة على السطح الخارجي للأنابيب لتعمل فراغاً بينها وبين الأسلاك الحلزونية ويمكن حماية الفتحات وتقويتها بإحاطتها بشبكة من الأسلاك (شكل ٧-٤).



شكل (٧-٤) مصفاة أشفورد



شكل (٨-٤) مصفاة Cook

٢ ـ مصفاة Cook

تتكون هذه المصفاة من انبوب مثقب مصنوع من النحاس الأصفر الصلب ولها ثقوب أفقية بشكل أحرف. ويتم عمل الثقوب بأداة خاصة من الداخل بحيث تكون عريضة من الداخل وضيقة من الخارج ويتراوح حجم الثقوب ما بين ١٥ , ٠-٤ , ٠ ملم وتصنع المفاصل من النحاس الأصفر وتعتبر من المصافي المكلفة (شكل ٨-٤).

٣ ـ مصفاة Tej

يصنع هذا النوع من المصافي من النحاس الأصفر. بحيث يتم التثقيب على صفيحة من النحاس الأصفر أولاً ثم تلف الصفيحة بشكل أنبوب وتلحم المفاصل العمودية وتثبت المفاصل الافقية بواسطة براغي من النحاس الأصفر ويعتبر عمل هذه المصافي سهلاً إلا أنها أضعف من المصافي السابقة وأرخص ويبلغ طولها حوالي ٥ , ٢م وقطرها حوالي ٥ , ٧سم وأكثر.

٤ ـ مصافي Bowler , Layne

تتكون هذه المصافي من انبوب مثقب مصنوع من الحديد أو من معدن آخر مناسب، يلف حوله سلك معدني يراعى أن يشكل أحرفاً، وتصنع براغي المفاصل من النحاس الأصفر، وتعتبر هذه المصافي مكلفة وغالباً ما تستعمل في آبار البترول.

٥ ـ مصفاة Phoenix

تشبه مصفاة Cook ومصفاة Tej وتتكون من انبوب مصنوع من خليط من المعادن ويتم عمل الثقوب من الداخل ويمكن طلاء الانبوب بالكروم لحمايته من التآكل.

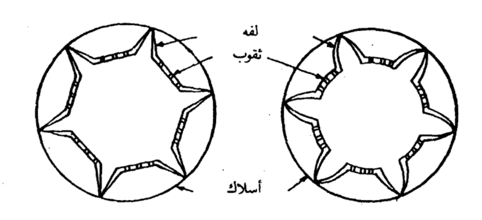
٦ ـ مصفاة Esbee

تتكون هذه المصفاة من إطار معدني يلف حوله ألياف جوز الهند التي تحل محل

المنخل وتمنع الرمال من دخول البئر. ويصنع الإطار المعدني من خيوط حديدية تثبت عند نهاية الانبوب بواسطة براغي لربطها عند زيادة الطول.

٧ ـ مصافي Brownlie

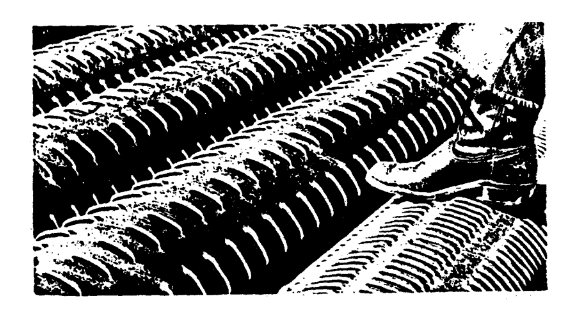
تتكون هذه المصافي من صفيحة معدنية تحتوي على ثقوب، ويتم لفها على هيئة اسطوانية بحيث يصنع محيطها شكلا مضلعاً. ويحيط بها سياج من نسيج مكون من أسلاك معدنية ثقيلة ومتوازية ومصنوعة من الفضة ويراعى أن تبقى فتحات الأسلاك بعيدة قليلاً عن الاسطوانة المثقبة (شكل ٩-٤).



شكل (٩-٤) مصافي Brownlie

وتجدر الإشارة إلى وجود أنواع أخرى من المصافي مثل مصافي جونسون وغيرها وعموماً يمكن تصنيع مصافي بشقوق وفتحات صغيرة تلائم حجم مواد الطبقة المائية، ويصنع بعضها من أسلاك مستديرة (Rounded Wire) وبعضها من أسلاك مثلثة الشكل (Triangular Wire) تقلل تأثير حبيبات الرمل والحصى، ويمكن تثقيب مواسير التغليف نفسها مقابل الطبقات الحاملة للماء واستعمالها كمصاف على شكل أنابيب تغليف مثقبة وتستعمل عادة في عملية التثقيب أدوات خاصة مثل سكين ميل (Mills Knife) واللوفر الهيدروليكي (Hydraulic Louver type) . والتثقيب بسكينة ميل هي عملية ثقب ميكانيكية ينتج عنها فتحات رأسية عرضها حوالي ١,٦ سم

تقريباً. ويمكن عمل تثقيب موضعي بإنزال السكين إلى داخل البئر. ويمكن الحصول على ثقوب دقيقة بواسطة اللوفر الهيدروليكي، وأصغر فتحة عملية تتراوح ما بين ١٢٥, ٠-١٦, ٠سم. وهناك مثاقب آلية يمكن استخدامها في تثقيب مواسير التغليف. ويمكن استخدام موقد اللحام (Blow Torch) لتثقيب مواسير التغليف قبل تركيبها وتثبيتها في البئر ويتم التثقيب عمودياً بعرض ١سم تقريباً وارتفاع ١٠ سم وبمعدل أربعة إلى ثمانية شقوق لكل محيط وبمسافة بين الشقوق تتراوح من بضعة سنتيمرات إلى عدة ديسمترات. ويتراوح عرض الشقوق في حالة التثقيب داخل البئر بإستعمال سكينة ميل ما بين ٥, ٠-١ سم ويتراوح ارتفاعها ما بين ٥-١٠ سم حيث تدار السكينة حول محيط الماسورة وتعمل حوالي ٤-٨ شقوق حول المحيط ويمكن تثقيب الطول المرغوب حسب الحاجة. وحيث أن مواسير التغليف المثقبة هي مقاطع من مواسير التغليف وبما أن الشقوق واسعة نوعاً ما فإنه يفضل ربط مواسير التغليف وتثبيتها بشكل أفضل ورصها بغلاف من الحصى. ويبين الشكل (١٠-٤) مظهراً لمواسير تغليف مثقبة.



شكل (١٠-٤) مواسير تغليف مثقبة

(من Bouwer 1978)

(٤-٧) توزيع الحجم الحبيبي ومنحنيات التردد الحجمي (Grainsize distribution and size-frequency Curves)

يعتمد تصميم الآبار الانتاجية المحفورة في التكاوين غير المتماسكة على نتائج التحليل الميكانيكي أو الحجمي الذي يهدف إلى تعيين حجم الحبيبات وتوزيعها ونسبتها في مواد التكوين المراد وضع مصاف له وتتم هذه العملية في العادة بعد تفتيت العينـات التي تؤخـذ من مواد التكـوين حسب طرق أخذ العينات تحت السـطحية وتجـزئتهـا بطريقة التربيع بعد تجفيفها من أجل الحصول على حجم منـاسب للتحليل. وتتلخص طريقـة الـتربيع بخلط العينة بشكل جيد وجمعها بشكـل مخروطي على سطح مستوى كبير، ومن ثم تمد وتسطح على شكل دائرة وتقسم إلى أربعـة أجـزاء متسـاوية. يؤخذ منها الجزءان المتقابلان ويعاد مزجهما بشكل جيد. وتكرر العملية حتى نحصل على الكمية المطلوبة للتحليل، وتكون هذه العينة ممثلة تقريباً وتحمل نفس خواص العينة الأصلية الكبيرة. وبعد ذلك يتم تنخيل العينة الممثلة بمجموعة من المناخل. وتعتبر طريقة النخل من أهم الطرق المستخدمة في عملية التحليل الميكانيكي. وتستخدم مجموعة معينة من المناخل مرصـوصـة فوق بعضهـا بعضاً في نظام معين. وكل منخل من هذه المناخل له فتحات ذات أقطار معينة، بحيث لا تسمح بمرور الحبيبات ذات الأحجام الأكبر منهـا. وتـرتب المنـاخـل تصاعدياً من الأسفل إلى الأعلى، بالمنخل السفلي ذي الفتحات الصغيرة التي تسمح للمواد الناعمة بالمرور من خلالها يليه المنخل ذي الفتحات الأكبر وهكذا. وعادة تستعمل لهذه العملية مجموعة المناخل المبينة في الصفحة اللاحقة.

بعد ترتيب مجموعة المناخل توضع في هزاز ميكانيكي (Mechanical Shaker)، ثم يوضـع وزن من العينـة المفتتة في المنخل الأعلى ويقوم الهزاز الميكانيكي بهز المنـاخـل وتحـريكها في ثلاثة أبعاد (الطول ـ العرض ـ الارتفاع) بواسطة موتور كهربائي، وبذلك يسمح بالحركة الدائمة للحبيبات داخل المناخل. ولا يفضل هز المنـاخل باليد وذلك للمحافظة على حركة منتظمة. ولضمان مرور الحبيبات المختلفـة داخل المناخل، تتم عملية الهز لمدة كافية تتراوح بين ١٠-١٥ دقيقة. ونتيجة الهز المتواصل يتم تجزيء العينة الأصلية إلى عدة أحجام مختلفة توجد كلاً منهـا فوق كل منخـل من مجموعة المناخل. وبعد ذلك يجمع كل جزء من فوق

For fine Sand للرمل الناعم		For Coarse Sand للرمل الخشن		For Sand and gravel للحصى والرمال	
اقطار الحبيبات بالقدم inch	عدد الفتحات mesh	أقطار الحبيبات بالقدم inch	عدد الفتحات mesh	اقطار الحبيبات بالقدم inch	عدد الفتحات mesh
0.023	28	0.046	14	0.131	6
0.016	35	0.033	20	0.093	8
0.012	48	0.016	28	0.065	10
0.008	65	0.012	48	0.046	14
0.006	100	0.008	65	0.033	20
				0.023	28
				0.016	35
Bottom Pan		Bottom Pan		0.012	48
				Bottom Pan	

(من Walton 1970)

المناخل المختلفة بصورة جيدة ويفضل استخدام فرشاة خشنة لهذا الغرض. ثم يوزن كل جزء منفصل وزناً دقيقاً بواسطة ميزان حساس ويحول هذا الوزن إلى نسبة مئوية من الوزن الأصلي للعينة. ثم تحسب النسبة التصاعدية للوزن بجمع النسبة المئوية للوزن لمختلف الحجوم في العينة ابتداءً من الحجم الأعلى وبصورة تصاعدية حتى نصل في النهاية إلى النسبة ١٠٠٪ التي تمثل النسبة التصاعدية لوزن أقل حجم في العينة. ويفضل عرض نتائج التحليل الميكانيكي على شكل جدول يبين الحجم والوزن والنسبة المئوية للوزن والنسبة التصاعدية حسب أرقام المناخل. ثم نقوم برسم منحنى على ورق بياني يبين توزيع حجم الحبيبات بحيث توضع النسبة التصاعدية بالوزن على المحور الرأسي. ولوغاريتم حجم الحبيبات أو فتحات المناخل على المحور الأفقي وبذلك نحصل على منحنى توزيع الحجم الحبيبي أو المنحنى التصاعدي الذي يمكن بواسطته تعيين بعض المعاملات الحجمية الهامة التي يمكن التقاطها من المنحنى مباشرة. وهناك ثلاثة عناصر ضرورية لإكمال وصف تدرج العينة هي درجة النعومة (Fineness) وميل منحنى توزيع الحجم الحبيبي وخصائص شكل المنحنى. ويفيدنا في وصف درجة النعومة كل من تقسيم (MIT) وتقسيم دائرة التربة في الولايات المتحدة للحجم الحبيبي وكالتالي:ـ

نظام دائرة التربة (قدم) Inch	(قدم) Inch	نظام MIT
0.040-0.080	0.08-0.375	حصى ناعمة Fine Gravel
0.020-0.040	0.024-0.080	رمل خشن Goarse Sand
0.004-0.010	0.003-0.010	رمل ناعم Fine Sand
تحت 0.002	تحت 0.003	الطين والغرين Silt & Clay

(من Walton 1970)

يستعمل مصطلح معامل الانتظام Uniformity Coefficent لوصف ميل الجزء الأكبر من منحنى توزيع الحجم الحبيبي ويرمز له بالرمز C_u وهو عبارة عن النسبة بين الحجم الممثل لكمية ٤٠٪ من العينة، إلى الحجم الفعال (Effective Size) الذي هو عبارة عن الحجم الممثل لكمية ٩٠٪ من العينة. ويدل ارتفاع قيمة معامل الانتظام على قلة انتظام التدرج الحبيبي في حين يدل انخفاض قيمة معامل

الانتظام على انتظام أكثر في تدرج الحبيبات. ويشير معامل الفرز Sorting Coefficent الذي هو عبارة عن الجذر التربيعي لحاصل قسمة حجم الحبيات الممثل لكمية ٢٥٪ من العينة إلى حجم الحبيبات الممثل لكمية ٧٥٪ من العينة، إلى ميل منحنى توزيع الحجم الحبيبي. وعموماً يكون منحنى توزيع الحجم الحبيبي لمعظم المواد الحبيبية المترسبة في المياه المتدفقة بفعل الأمواج على شكل S ويمكن أن يتشوه هذا المنحنى عندما تكون المواد مزيجاً من الرمل والحصى وعندما تكون نسبة الرمل ١٠٪ من النسبة الكلية على الأقل.

(٨-٤) اختيار طول المصافي Selection of Screen Length

تدخل المياه الجوفية إلى البئر من خلال فتحات المصافي والأجزاء المثقبة من مواسير التغليف. وتعتمد سرعة دخول هذه المياه على مساحة الفتحات الفعالة التي تتراوح ما بين نصف إلى ثلث المساحة الكلية للمصافي. وبعد وضع المصافي في البئر تتراكم الرواسب حولها مما يتسبب في إغلاق جزء من الفتحات المثقبة وهذا يعتمد على شكل الفتحات وحجمها وعلى نوعية الطبقة المائية ونوعية الحصى المرصوص حولهـا. وكمعـدل فإن نصف فتحات المصافي يغلق بمواد الطبقة المائية وتصبح المساحة الفعالة للمصافي حوالي ٥٠٪ من المساحة الحقيقية. ويعتمد إختيار طول المصافي على مساحة فتحاتها وسعرها وعلى خواص الطبقة المائية وتكاليف الضخ وعلى عمر البئر الذي يمكن زيادته بمنع أو تقليل هجرة المواد الناعمة إلى المصافي. وكان Walton 1962 قد بين أن اختيار طول المصافي يعتمد على سرعة دخول المياه الجوفية إليها وأن هذه السرعة تتراوح ما بين ٠,٦ م/دقيقة - ٣,٦ م/دقيقة وتزداد هذه السرعـة بزيادة المـوصلية الهيدروليكية لمواد الـطبقـة المائية. وعموماً تكون حبيبـات الـطبقة المائية ذات الموصلية الهيدروليكية المنخفضة ناعمة وأصغر من حبيبات الطبقات المائية ذات الموصلية الهيدروليكية العالية. وقد اقترح Hunter blair 1970 القيمـة العظمى لسرعة دخول المياه الجوفية بحوالي ٣سم/ث. وحيث أن عملية إغلاق فتحات المصافي تعتمد كثيراً على حجم الحبيبات فإن هناك علاقة بين المـوصلية الهيدروليكية للطبقـات المـائية وسرعـة دخـول المياه الجـوفية للمصافي والجدول التالي يبين هذه العلاقة.

سرعة الدخول المثالية للمياه عبر المصفاة (fpm) قدم/دقيقة	الموصلية الهيدروليكية جالون/يوم/قدم^2 (gpd/ft2
12	6.000
11	6.000
10	5.000
9	4.000
8	3.000
7	2.500
6	2.000
5	1.500
4	1.000
3	500
2	500

(من Watlton 1970)

جدول (٤-٤)

يمكن إيجاد الموصلية الهيدروليكية للطبقات المائية من تجارب الضخ التي سيتم شرحها فيها بعد. وعند اختيار طول المصافي للآبار الانتاجية المرصوصة بالحصى يمكن تطبيق المعادلة التالية باستعمال الجدول (٤-٤):-

$$L = \frac{Q}{7.48 A_e V_c} \qquad (٤.١)$$

حيث أن:

L : الطول المثالي للمصفاة بالقدم.

Q : التصريف من البئر الانتاجي بالجالون/دقيقة.

A_e : المساحة الفعالة لقدم من المصفاة (قدم^2/قدم).

V_c : سرعة الدخول المثالثة إلى المصفاة (قدم/دقيقة).

وفي حالة اختيار الطول المثالي للمصافي في الآبار الانتاجية المرصوصة بالحصى

يستعمل معدل الموصلية الهيدروليكية للطبقة المائية والحصى، ليبين سرعة الدخول المثالثة للمياه عبر المصافي. ويجب المحافظة على مستوى الضخ فوق قمة المصافي لأن زيادة طول المصافي تقلل هبوط مستوى المياه الجوفية.

(٩-٤) تثبيت المصافي والمقاطع المثقبة Installing Screens and Perforated sections

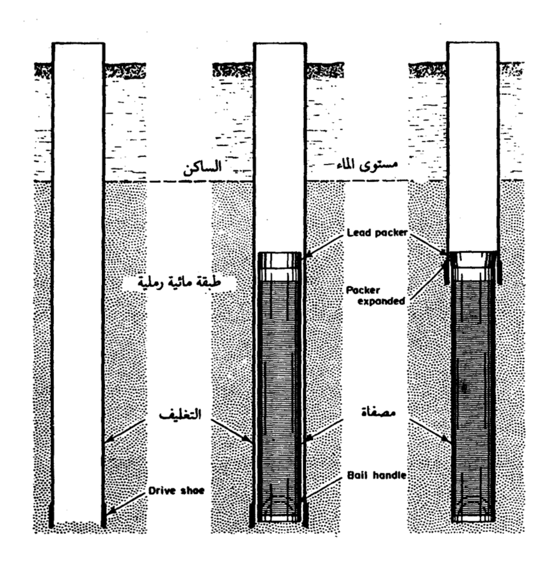
بعد اختيار حجم الثقوب وطول المصافي بشكل مناسب، توضع المصافي داخل البئر الانتاجية بدقة. وهناك طريقتان تستعملان في تثبيت المصافي ومواسير التغليف المثقبة داخل الآبار الانتاجية هما:-

أ - طريقة السحب للخلف Pull back method .

ب - طريقة النزح للأسفل Baildown method .

تستعمل طريقة السحب للخلف في الآبار المحفورة بطريقة الدق، حيث تكون مغلفة بشكل كامل بعد الانتهاء من حفرها. وتتلخص هذه الطريقة بإنزال المصفاة إلى قاع البئر وتركيزها في الأسفل داخل التغليف. ثم تسحب مواسير التغليف إلى أعلى لمسافة حوالي ٣٠ سم قبل النهاية العليا للمصفاة (شكل ١١-٤) وتلحم أو تختم مع السطح العلوي للمصفاة.

وتسحب مواسير التغليف إلى أعلى بواسطة رافعة أو جك (Jack) هيدروليكي، بإنزال خطاف إلى أسفل مواسير التغليف وسحبها بواسطة عمود الحفر إلى الأعلى بحركة ارتجاجية. وإذا كان من الصعب عمل ذلك يمكن اللجوء إلى التثقيب الموضعي باستعمال سكين ميل (Mills Knife) أو يمكن استعمال الطريقة الثانية في وضع المصافي. هذا ويمكن استعمال طريقة السحب للخلف في الآبار غير المغلفة المحفورة بطريقة الحفر الدوراني، حيث يتم انزال مواسير تغليف إلى نهاية البئر لمنع الانهيارات في جدرانه، ومن ثم توضع المصفاة داخل البئر وترفع مواسير التغليف بنفس الطريقة السابقة. وإذا كان ذلك صعباً من الناحية العملية يمكن حفر البئر في البداية إلى العمق المرغوب تغليفه وتثبيت التغليف بشكل دائم، ثم استئناف الحفر حتى الوصول إلى العمق المراد وضع المصافي فيه ليتم تثبيتها مع مواسير التغليف وتسمى الطريقة قبل استئناف الحفر بالنزح للأسفل (bail down) . ويجب



شكل (١١-٤) (تثبيت المصافي)

(من Campbell 1973)

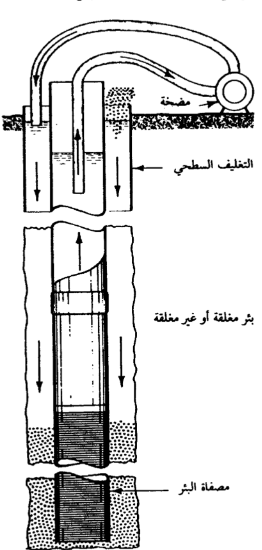
تغطيس المصفاة في الطبقة المائية لمسافة كافية أسفل مستوى المياه الجوفية، ويمكن التأكد من ذلك بضخ المياه من البئر ومراقبة هبوط مستواها. ويمكن ملاحظة دخول الهواء إلى البئر وتأثيره على كفاءة المضخة.

(١٠-٤) تعبئة أو رص الحصى Gravel Packing

تستعمل عملية الرص في الآبار المحفورة في الطبقات المائية ذات النسيج الناعم مثل الحجر الرملي ذا الاسمنت الضعيف حيث يكون حجم الحبيبات

الفعال أقل من ٠,٢٥ ملم ومعامل الانتظام أقل من ٣ بهدف حماية الطبقات المائية من الانسداد بالمواد الناعمة. وتستعمل هذه الطريقة عندما تكون ثقوب المصافي ومواسير التغليف كبيرة مما يقلل فاعليتها في منع حركة الرمال وتزيد فواقد البئر (Well Losses). ويوضع الحصى حول المصافي والأجزاء المثقبة من مواسير التغليف ليشكل غلافاً يحمي الطبقات المائية والمصافي من الانسداد، ويتم اختيار الحصى المستعمل في عملية الرص بشكل مناسب بناءً على التحاليل الميكانيكية لمواد الطبقة المائية واعتماداً على حجم ثقوب المصافي. ويعمل هذا الغلاف على زيادة نصف قطر البئر التأثيري ويتراوح سمكه ما بين ١٥-٢٥ سم علماً بأن ١,٥ سم يكون فعالاً لمنع حركة الرمال إلى داخل البئر، ويراعى غسل الحصى وتنظيفه قبل جرفه من السطح ويجب أن يوضع بشكل تدريجي كي لا تتبعثر حبيبات الحصى التي يجب أن تتكون من مواد منتظمة أو مدرجة، حيث يمكن أن تشكل كلاً من الحبيبات الناعمة والخشنة نطاقات خاصة بها وهذا يؤثر على فعالية الرص لأن رمال الطبقة المائية يمكن أن تتحرك خلال النطاقات الخشنة ولتلافي ذلك يفضل وضع الحصى حول التغليف بواسطة أنابيب صغيرة (Pilot Holes) لتأمين انتظام حبيبات الحصى حول التغليف والمصافي لتتغلب على مشكلة انحصار الحصى في مقاطع ضيقة. ويمكن استعمال مضخات بدون شفرات لضخ الحصى في مكانه (bladeless pumps). ويمكن وضع الحصى حول البئر بإنزال مواسير تغليف كبيرة جوفاء (blank) بعد إنزال المواسير التي تحتوي على مقاطع مثقبة أصغر منها. وبعد ملء الفراغ البيني أو الحلقي بالحصى تسحب المواسير الخارجية من البئر. وفي الآبار المحفورة بطريقة الدق حيث تمتد مواسير التغليف إلى أسفل البئر مع إتمام عملية الحفر، تنزل مواسير تغليف داخلية إلى البئر خلال المواسير الخارجية وتثبت مع المصافي أو تثقب وتستعمل كمواسير تغليف مثقبة كما ذكرنا سابقاً. ويتم وضع الحصى والرمال في الفراغ الحلقي بين مواسير التغليف والمصافي لمسافة ثلاثة أمتار تقريباً أعلى المصافي خلف مواسير التغليف الداخلية (شكل ١٢-٤) وتسحب مواسير التغليف الخارجية. ويمكن تغطية الحصى بطبقة من الرمال. ولمنع تلوث المياه الجوفية بالمياه السطحية يمكن سمنتة باقي البئر. وفي الآبار غير المغلقة المحفورة بطريقة الحفر الدوراني، تتم مركزة مواسير التغليف فوق المصافي بواسطة

أنبوب الحفر (Well Pipe) ويوضع الحصى في الفراغ الحلقي بين المصافي وجدران البئر لمسافة ثلاثة أمتار تقريباً فوق المصافي. ثم يحقن ملاط إسمنتي في المنطقة الواقعة فوق الحصى بين مواسير التغليف وجدران البئر.



(شكل ١٢-٤ رص الحصى في بئر مغلقة أو غير مغلقة

(١١-٤) إختيار حجم الثقوب وحجم الحصى:-

يتم اختيار حجم فتحات المصافي وحجم الشقوق (Slot Size) اعتماداً على التحليل الميكانيكي أو الحجمي لمواد الطبقة المائية. وفي حالة المواد الناعمة

والمتـظمـة يكون معامل الانتظام (Cu) أقل من ٣ ويمكن إعتبار حجم الشقوق مساويا لحجم فتحات المنخل الذي يساوي حجم الحبيبات الممثل لكمية ٤٠٪ من العينة إذا كانت المياه الجوفية مؤكسدة. وإذا كانت مواد الطبقة المائية تحتوي على الرمل الخشن والحصى فيمكن أخذ حجم الفتحة ما بين حجم الحبيبات الممثل لكمية ٣٠٪ وحجم الحبيبات الممثل لكمية ٥٠٪ من جزيئات الرمل. وإذا كانت مواد الطبقة المائية غير منتظمة ومعامل الانتظام أقل من ٦، يؤخذ حجم الشقوق مساوياً لحجم الحبيبات الممثل لكمية ٣٠٪ من العينة إذا كانت المواد التي تعلو الطبقة المائية ثابتة. وعندما تكون المواد التي تعلو الطبقة المائية معرضة للانهيار وغير ثابتة يؤخذ حجم الشقوق مساوياً لحجم الحبيبات الممثل لكمية ٦٠٪ من العينة. وفي حالة وجود غلاف من الحصى حول المصافي يؤخذ حجم الشقوق مساوياً لحجم الحبيبات الممثل لكمية ٩٠٪ من حجم المواد المستعملة في رص الحصى. وفي حالة احتواء التكوين المائي على طبقات مختلفة فإنه يلزم إجراء تحليل ميكانيكي منفصل لكل طبقة على حدة. وإذا كان حجم الحبيبات الممثل لكمية ٥٠٪ من مواد الطبقة ذات الحبيبات الخشنة أقل بأربع مرات من حجم الحبيبات الممثل لكمية ٥٠٪ من مواد الطبقة ذات الحبيبات الناعمة، يمكن استعمال شقوق منتظمة ويجب إختيار حجم الحصى المرصوص إعتماداً على المواد الأنعم. وإذا كان الفرق بين حجم الحبيبات الممثل لكمية ٥٠٪ من مواد الطبقة ذات الحبيبات الخشنة والطبقة ذات الحبيبات الناعمة، يزيد بأكثر من أربعة مرات. فإن حجم الشقوق والحصى يجب أن تتلاءم مع الطبقات نفسها. فإذا كانت المواد الخشنة أسفل المواد الناعمة، فيجب مد مصافي المواد الناعمة إلى أسفل بحيث تتجاوز المواد الخشنة بحوالي ٦٠ سم على الأقل. ويجب أن لا يزيد حجم ثقوب المصافي المستعملة للمواد الخشنة عن حجم ثقوب مصافي المواد الناعمة بمرتين. ويتم عادة اختيار حجم الحصى على أساس حجم الحبيبات الممثل لكمية ٥٠٪ من المواد المستعملة في الرص ويجب أن يكون خمسة أضعاف حجم الحبيبات الممثل لكمية ٥٠٪ من مواد الطبقة المائية وإذا كان حجم الحصى المستعمل منتظماً يتم اختيار حجم الحبيبات الممثل لكمية ٥٠٪ من الحصى إعتماداً على مواد الطبقة المائية الناعمة.

(٤-١٣) المسافة بين الآبار الانتاجية Spacing of Production Wells

تخضـع المسـافـة بين الآبار الانتاجية لاعتبارات عملية كثيرة، مثل الحدود الهيدروجيولوجية وتوزيع خطوط شبكات المياه وغيرها. وزيادة المسافة بين الآبار يقلل التداخل فيما بينها ولكنه يزيد تكاليف ربط الأنابيب والمعدات الكهربائية. وسوف نوضح ظاهرة التداخل بين الآبار في الفصل الخامس. وقد اشتق Theis 1957 المعادلة التالية لإيجاد المسافة بين بئرين محفورتين في طبقة مائية سميكة تضخان الماء في نفس الوقت:ـ

$$r_2 \approx 2.4 \times 10^8 \frac{C_p Q^2}{k\ T} \qquad (٤.٢)$$

حيث أن:

r_s : المسافة المثالية بالقدم.

C_p : تكلفة رفع جالون واحد من الماء قدم واحد بالدولار.

k : تكلفة صيانة وترميم البئر والتكلفة الاصلية لخط الأنابيب وغيرها. بالدولار لكل سنة لكل قدم مسافة.

Q : سرعة الضخ لكل بئر انتاجي بالجالون لكل دقيقة.

T : معامل الناقلية بالجالون في اليوم لكل قدم.

وتجدر الإشارة إلى أن المسافة بين الآبار لا يتم إختيارها عملياً حسب المعادلة (٤.٢) إذا كانت قيم كل من Q,T صغيرة، بسبب تغلغل المياه الجزئي داخل مسافة تقدر بحوالي ضعف سمك الطبقة المائية المشبع. ويتم عادة اختيار المسافة بين الآبار الانتاجية بما يعادل ضعف السمك المشبع للطبقة المائية التي تقل سماكتها عن ١٠٠ قدم (٣٠,٤٨متر) وأظهرت الخبرات العملية أن أنسب مسافة بين الآبار تلك التي لا تقل عن ٢٥٠ قدم (٧٦,٢٠متر)، في حالة أنظمة الآبار المتعددة التي تزيد عن بئرين انتاجيتين. ويجب أن تكون الآبار الانتاجية موازية وبعيدة بقدر الامكان عن الحدود المانعة (Barrier Bounderies) وقريبة من مركز الأدوية المدفونة ما أمكن. ويجب أن تكون على خط مواز لحدود التغذية وقريبة من مصدر التغذية. وقد اشتق Theis 1941 معادلة لحساب المسافة المسموح بها بين الآبار الانتاجية وآبار تصريف النفايات في المناطق ذات الطبقات المائية المتجانسة وهي:ـ

$$r_d = \frac{2Q}{TI} \qquad (٤.٣)$$

حيث أن:

r_d : المسافة المسموح بها بين الآبار الانتاجية وآبار النفايات بالقدم.

Q : سرعة ضخ النفايات بالجالون في الدقيقة.

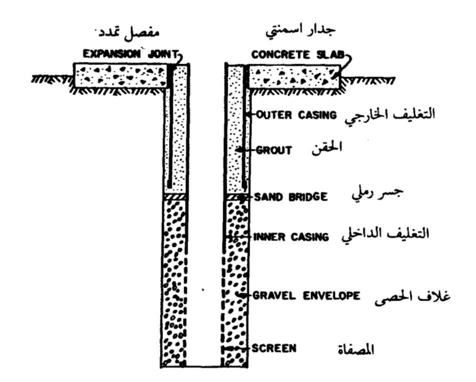
T : معامل الناقلية بالجالون لكل يوم لكل قدم.

I : الميل الهيدروليكي الطبيعي لمستوى المياه الجوفية، قدم/قدم.

(٤-١٣) سمنتة الآبار Well Cementing

تسمى عملية حقن أو ضخ الملاط أو الطين الاسمنتي (Cement Slurry) بين مواسير التغليف وجدران البئر، بسمنتة البئر. وهذه العملية تحمي المستوى المائي من التلوث وتمنع رشح المياه من الطبقات المائية العليا ذات النوعية المنخفضة إلى البئر وتعمل على تثبيت مواسير التغليف وتحمي سطحها الخارجي من التآكل وتمنع انهيار الطبقات الطرية وغير الثابتة حول البئر، وتؤمن حماية وتطويراً أفضل للطبقات المائية الموجودة حول المصافي. ويتم حقن الملاط الاسمنتي بين مواسير التغليف في حالة استعمال مواسير تغليف مزدوجة (شكل ١٣-٤)، ويمكن حقن أو سمنتة جزء من البئر قبل إتمام عملية الحفر. والملاط الاسمنتي المستعمل في سمنتة الآبار يتكون عادة من مزيج من حوالي ٤٥-٥٥ لتر من الماء لكل ١٠٠ كغم من الاسمنت. ويمكن إضافة طين البنتونايت (Bentonite Clay) و Pozzolans و Perlite ولتلافي تصلب الملاط بسرعة يجب خلط البنتونايت بشكل مستمر. وتتم عملية ضخ الملاط إلى البئر بواسطة أنبوب ذي قطر يتراوح بين ٥-١٠سم ويجب إطالته إلى أسفل المقطع المراد حقنه. وفي الآبار المحفورة بطريقة الحفر الدوراني يمكن وضع حجم معين من الملاط الاسمنتي في البئر قبل التغليف. وتغلق مواسير التغليف من الأسفل بمادة قادرة على الحفر وتنزل إلى البئر ويتم ملئها بالماء أو بسائل الحفر لزيادة وزنها. وهذا يجبر الملاط الاسمنتي على الدخول بينها وبين جدار البئر. وبعد تصلب الملاط أو جفافه تستأنف عملية الحفر. ويحتاج ذلك إلى حوالي يومين أو ثلاثة أيام. ولمنع تغلغل الملاط الاسمنتي في الحصى المرصوص وفي المصافي ومواسير التغليف المثقبة، يتم حقن كمية من الرمل ذات حجم حبيبي يتراوح بين

٣, ٠-٦, ٠ملم بعد غسله وتنظيفه، إلى أسفل البئر فوق الحصى المرصوص، بسماكة بضعة سنتيمترات، لتعمل جسراً واقياً يحمي المصافي والحصى. ويجب إطالة مواسير التغليف فوق سطح الأرض لمنع المياه السطحية من الجريان إلى أسفل وتلويث المياه الجوفية. وغالبا ما يتم عمل جدار إسمنتي عال حول فوهة البئر (شكل ١٣-٤) يمنع دخول المياه السطحية إلى البئر ويصمم بشكل يخدم تأمين مكان للمضخة ووحدة الطاقة بشكل غرفة ضخ. ويجب ألا يلامس الجدار الاسمنتي مواسير التغليف بشكل مباشر لاختلاف خواص التمدد التي ربما تسبب كسر مواسير التغليف. ويمكن وضع مربط تمدد بينهما (Expansion Joint) كما في الشكل (١٣-٤).



(شكل ١٣-٤) سمنتة البئر ورص الحصى (من Bouwer 1978)

(١٤-٤) تطوير الآبار Well development

يهدف تطوير البئر إلى زيادة سعتها النوعية ورفع كفاءتها وإطالة عمرها. وتتم هذه العملية بعد الانتهاء من حفرها وإكمالها، وتعتبر المرحلة النهائية من مراحل

تجهيز الآبار للضخ. وتعني إزالة الرمال والمواد الناعمة من التكاوين المائية المحيطة بالمصافي ومقاطع التغليف المثقبة، والقضاء على البكتيريا والكائنات الحية الدقيقة لخلق نطاق طبيعي مُطوَّر ونقي حول المصافي والحصى المرصوص يمنع حركة جزيئات الطبقة المائية من الدخول إلى البئر، وتتراوح سماكته من عدة ديسمترات إلى عدة سنتيمترات ولأن نفاذية هذا النطاق أعلى من نفاذية الطبقة المائية نفسها، وتوزيع حجم الحبيبات بشكل تدريجي، أي أن الحبيبات الخشنة تظهر عند المصفاة وتتدرج للخلف حسب الحجم حيث مواد الطبقة المائية، فإن هذا النطاق يعمل على زيادة نصف قطر البئر التأثيري. وتجدر الاشارة إلى أن هذا النطاق يكون غير ثابت في حالة إختيار مصافي غير مناسبة خاصة في الآبار المحفورة في الطبقات المائية ذات النسيج الناعم والمنتظم، ويمكن أن يستمر خروج الرمال لفترة زمنية طويلة قد تصل إلى عدة سنوات أثناء ضخ المياه من هذه الآبار. ويعتمد مبدأ تطوير الآبار على خلق حركة سريعة متبادلة للمياه من البئر إلى الطبقة المائية ومن الطبقة المائية إلى البئر، لكسر جسر الجزيئات الناعمة الموجودة في مسامات المواد وثقوب المصافي ومواسير التغليف، حيث تقف هذه الجسور في وجه جريان المياه في اتجاه واحد، لكنها تنهار في حالة الجريان المعاكس، وتنتقل الجزيئات المنهارة إلى داخل البئر ليتم ضخها إلى الخارج. وأهم الطرق المستعملة في تطوير الآبار هي :-

طريقة النفث Jetting

تعتمد هذه الطريقة على خلق تدفق جانبي للمياه من الطبقة المائية إلى البئر، بإستعمال جهاز ينفث الماء أو يقذفه إلى البئر من فوهتين متجاورتين أو أكثر، بسرعة عالية وبشكل رأسي، مما يسبب تدفق المياه إلى الطبقة المائية ويحدث ضغطاً موضعياً خلف ثقوب المصافي ومواسير التغليف، وهذا يسبب تدفقاً عكسياً للمياه باتجاه البئر حول المنطقة التي دخل منها. وبتحريك جهاز النفث (Jetting device) إلى الأعلى والأسفل وإدارته، نحصل على تدفق عكسي في أجزاء الطبقة المائية حول البئر. وتعتبر هذه العملية فعالة في تحطيم كعكة الطين المتكونة على جدران الآبار المحفورة بطريقة الحفر الدوراني، وخاصة إذا أُضيف للماء مادة مبعثرة. ويساعد ضخ المياه من البئر أثناء عملية النفث في تحريك المواد الناعمة إلى البئر وقذفها للخارج.

طريقة الاندفاع Surging

تعتبر هذه الطريقة من أكثر الطرق استعمالاً في تطوير الآبار. وتعتمد على ضخ المياه خارج البئر بواسطة مجموعة أنابيب متصلة مع جهاز يؤمن حركتها إلى الأعلى والأسفل لخلق تدفق مستمر من وإلى الطبقة المائية ينتج عنه تجمع الرمال والمواد الناعمة الأخرى أسفل البئر لتتم إزالتها بواسطة النازح (Bailer) ويجب الاستمرار بالنزح حتى لا يبقى أي رمل متجمع في الأسفل، كما يجب أن تبدأ عملية الاندفاع بشكل بطيء لتجنب فرق الضغط بين الطبقة المائية والبئر مما قد يؤثر على ثقوب المصافي. ولتجنب الضغوط الاضافية تم تزويد بعض لبنات الاندفاع (Surge block) بصمام يسمح بمرور الماء من خلالها أثناء دفعها إلى أسفل. ويمكن تحقيق طريقة الاندفاع بضخ المياه من البئر بشكل متقطع بإستعمال مضخة توربينية بدون صمام، فعندما يبدأ الضخ يهبط مستوى المياه الجوفية في البئر ويقل العلو الضغطي في الطبقة المائية حول البئر وعند إيقاف الضخ يرتفع مستوى المياه الجوفية فجأة وتندفع المياه للخلف عبر المضخة، وبزيادة الضخ عن الحد الطبيعي وما يتبعه من هبوط كبير وغير عادي في مستوى المياه الجوفية تندفع المياه إلى الطبقة المائية وهذا يعمل على تحريك الحبيبات الناعمة إلى البئر ليتم نزحها إلى الخارج، وتجدر الإشارة إلى أن عملية تنظيف ومسح (Swabbing) المصافي ومواسير التغليف المثقبة من المواد الناعمة والمتراكمة، فيزيائياً تشبه هذه العملية إلى حد كبير.

طريقة اندفاع الهواء Air Surging

تعتمد هذه الطريقة على حقن هواءٍ مضغوط إلى داخل البئر بسرعة عالية تقدر بثمانية أضعاف التدفق المتوقع من البئر وضغط عال يقدر بحوالي 10 atm بإستعمال ضاغطة هواء يتصل بها أنبوب هواء ينزل إلى البئر ويثبت حوله أنبوب التصريف. ويجب أن يكون الانبوبان لهما قابلية على الحركة الرأسية كما ويجب أن يتعدى عمق الماء في انبوب التصريف ثلثي طول الأنبوب. ويراعى أن يكون أسفل انبوب الهواء واقعاً فوق أسفل انبوب التصريف قبل بداية عملية التطوير. وعند ضخ الهواء يندفع مزيج الماء والهواء عبر الفراغ الحلقي بين أنبوب الهواء وأنبوب التصريف

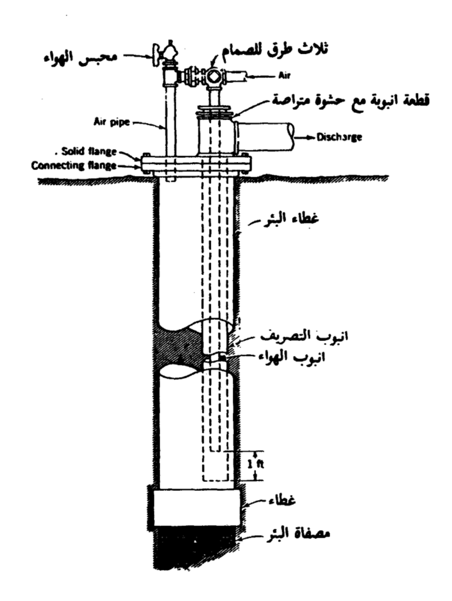
حاملاً معه الرمال إلى الخارج. وعند توقف خروج الرمال مع المزيج يغلق صمام الهواء في الضاغطة ويسمح بتعاظم ضغط الهواء ثم ينزل أنبوب الهواء إلى حوالي ٣٠ سم أسفل أنبوب التصريف ويفتح صمام الهواء في الضاغطة ويندفع الهواء بقوة كبيرة عبر أنبوب الهواء ضمن البئر مما يولد ضغطاً موضعياً إضافياً داخل البئر يسبب حركة مفاجئة للمياه بإتجاه الطبقة المائية. ويسحب أنبوب الهواء إلى أعلى يندفع مزيج الماء والهواء والرمال إلى خارج البئر مرة أخرى. ويسبب إندفاع المياه إلى الخارج تراجعاً تدريجياً في الضغط مما يجعل حركة المياه من الطبقة المائية بإتجاه البئر. ويجب رفع أنبوب الهواء إلى أعلى وتنزيله إلى الأسفل عدة مرات حتى يتم تطوير وتنظيف الطبقة المائية حول المصافي ومقاطع التغليف المثقبة.

طريقة التجريف أو الغسيل الخلفي Back washing

يتم تركيب أنابيب التصريف وأنابيب الهواء بطريقة مشابهة للطريقة السابقة ولكن إضافة انبوب هواء قصير منفصل وصمام ذي ثلاث فتحات وغطاء محكم السد يثبت على فوهة البئر (شكل ١٤-٤). وعند ضخ الهواء عبر انبوب الهواء الطويل يندفع الماء والهواء عبر انبوب التصريف إلى الخارج. وعند توقف خروج المياه يغلق الهواء ويسمح لمستوى المياه الجوفية بالعودة إلى منسوبه الأصلي. وبعد ذلك يفتح الصمام ذي الثلاث فتحات ويصعد الهواء إلى قمة البئر عبر أنبوب الهواء القصير مما يتسبب في تصريف المياه بشكل عكسي من البئر عبر انبوب التصريف ويثير حبيبات الرمال المحيطة بالبئر ويجبر الهواء على دخول البئر لتبدأ عملية الهروب من انبوب التصريف ثم يقلب الصمام ذي الثلاث فتحات وتعاد العملية مرة أخرى حتى يتم تطوير البئر بشكل كامل.

طريقة المعالجة بثاني أكسيد الكربون

تعتبر هذه الطريقة من أبسط وأحدث الطرق المستعملة في تطوير الآبار وتعتمد على دفع ثاني أكسيد الكربون المجمد الصلب إلى البئر بواسطة الهواء لتخثير المياه وخضها ورفع المواد الناعمة إلى أعلى، ويمكن اضافة حامض الهيدروكلوردريك لإزالة آثار الطين وتقليل الجريان من التكوين المائي. ويستعمل



(شكل ١٤-٤) (من Todd. 1959)

الهواء المضغوط لدفع المواد الكيماوية نحو الطبقات المسدودة لإزالة اثار الطين بعد غلق التغليف. ليتم انزال كتل من الجليد الجاف إلى البئر. ويولد غاز ثاني أكسيد الكربون المتحرر بواسطة التسامي ضغطا يتسبب في انفجار الماء الذي يحمل معه المواد الناعمة المتحررة من البئر. ويمكن متابعة ضخ المياه من البئر لحين توقف خروج الماء الموحل.

طريقة التفجير

تستخدم المواد المتفجرة في تطوير الآبار المحفورة في المواد المتماسكة بهدف زيادة انتاجيتها وتوسيع أقطارها. حيث تغلق الصخور وتزيد فراغاتها وتعمل على تهريب الرواسب الناعمة في جدران البئر، وقد تم الحصول على زيادة في الانتاج بنسبة حوالي ١٠-٢٠٪ في الآبار المطورة بهذه الطريقة والمحفورة في الطبقات المائية المكونة من الحجر الرملي.

طريقة التصدع أو التشقيق الميكانيكي Hydraulic Fracturing

تهدف هذه الطريقة إلى زيادة انتاجية الآبار المحفورة في الطبقات المائية المتماسكة، وتعتمد على حقن سائل عالي الضغط في البئر الانتاجية لتشقيق الصخور حول المصافي والمقاطع المثقبة. ولتحقيق ذلك، يفترض أن يكون ضغط السائل على عمق معين مساوياً أو يزيد عن ضغط التكاوين في ذلك العمق، والشقوق أفقية على امتداد مستوى التطبق. وقد أثبتت الدراسات النظرية والعملية حدوث التشقق عندما يصبح ضغط السائل حوالي ٦٠٪ من ضغط التكاوين، ومعظم الشقوق تكون عمودية وتمتد بشكل شعاعي حول البئر. مع العلم بأن انتاجية الآبار تزداد بزيادة الاتصال العمودي بين الطبقات المائية المختلفة وهذا يزيد من التدفق الجانبي في الطبقات الاكثر نفاذية ونظريا يمكن أن تتطور الشقوق الافقية في التكاوين التكتونية إذا زاد ضغط السائل عن ضغط التكاوين، ولكن حدوث التشقق العمودي تحت ضغط أقل يجعل تطور الضغط غير ممكن. ويفضل مزج السائل المستعمل في الحقن بالرمل أو بأية مواد مناسبة أخرى لإبقاء الشقوق المتكونة حديثاً مفتوحة بعد الحصول على ضغط طبيعي في البئر.

طريقة المعالجة بالحوامض Acid Treatment Method

تستعمل الحوامض لمعالجة الآبار المحفورة في الصخور الكربونية لزيادة مساميتها الثانوية وإذابة الجزيئات التي سدت الفراغات والشقوق وأقنية الانحلال Solution Channels ويمكن استعمال حامض الهيدروكلوردريك ذو التركيز ١٥٪ لهذا الغرض، ويضاف الجلاتين أو المثبطات (Inhibitors) لحماية المصافي ومواسير التغليف

من التآكل. وتتراوح المدة اللازمة لإبقاء الحامض في حالة تلامس مع التكاوين المراد علاجها ما بين ساعة إلى عدة أيام وعادة يوم واحد، ويجب ضخ المياه من البئر بعد المعالجة لحين تنظيفها من الحامض لمدة نصف يوم على الأقل.

(٤-١٥) تعقيم الآبار Well Sterilization

يعتبر التعقيم، المرحلة النهائية في تجهيز الآبار للضخ ويهدف إلى قتل البكتيريا والفيروسات التي ربما دخلت إلى البئر أثناء الحفر أو التغليف أو أثناء وضع المصافي.. الخ. ويمكن دخول الكائنات الحية المجهرية من سطح الأرض إلى البئر بواسطة اليد البشرية أو بواسطة الحيوانات أو نتيجة تسرب المياه السطحية الملوثة أو بسبب سقوط الأتربة والمواد الأخرى إلى البئر. ويفضل تعقيم وتنظيف الحصى المستعملة في رص الآبار. واضافة الكلور أو أي مواد معقمة إلى البئر على فترات متقطعة أثناء الحفر لتطهير البئر أثناء تجهيزه. ويستعمل عادة محلول الكلور بتركيز يتراوح ما بين ٥٠-٢٠٠ ملجم/لتر، يمكن الحصول عليه بإضافة محلول هيبوكلوريد الصوديوم Sodium hypochlorite أو بإذابة هيبوكلوريد الكالسيوم Calcium hypochlorite أو غاز الكلور في الماء. ويجب ابقاؤه في البئر لمدة ٤ ساعات على الأقل حتى يتمكن من القضاء على البكتريا والفيروسات داخل البئر، ويعتمد تأثير الكلور على اعداد البكتيريا في الماء، ويمكن معرفتها بضخ المياه من البئر لعدة ساعات، حتى تنتشر البكتيريا بشكل واسع في البيئة وفي التربة المحيطة ثم تؤخذ العينات وترسل للمختبر من أجل إجراء التحاليل الكيماوية اللازمة. ويجب تنظيف البئر وإزالة المواد الغرينية والمواد المفقودة والعالقة قبل عملية التطهير.

(٤-١٦) صيانة وترميم الآبار (Maintenance and REpair of Wells)

ان آبار المياه الجوفية المنتجة التي يتم تغليفها وتطويرها بناء على أسس علمية صحيحة، كإختيار المصافي مواسير التغليف بناء على نتائج التحليل الميكانيكي لحبيبات موادا لطبقة المائية المنتجة وبناء على نوعية المياه، ووضعها في المكان المناسب، سيكون عمرها مرضيا بدون عناية حثيثة، إلا أنه يبقى محدودا إن لم يعاد تطويرها، وقد تفشل بعض الآبار فتعطي كميات ضئيلة من المياه مع مرور الزمن

وتقل كفاءتها، ويمكن لبعضها أن تسد جزئياً مع استمرارية الضخ، لذا يصبح من الضروري عمل صيانة دورية لها، وقد تمت مراقبة الآبار التي قلت انتاجيتها مع مرور الزمن ولوحظ أنها عادت لسابق عهدها بعد تنظيفها وتطويرها ومعالجتها. وعموما فإن مشكلة تراجع الإنتاج في الآبار الارتوازية يعزى إلى الأسباب التالية:ـ

١ . انخفاض مستوى المياه الجوفية.
٢ . تآكل وتلف المضخة وانسداد أجزائها.
٣ . تآكل وتلف المصافي ومواسير التغليف المثقبة وانسدادها بمخلفات التآكل ويرقات البكتريا والكائنات الدقيقة.
٤ . انسداد المصافي وثقوب مواسير التغليف بالطين والرمال والأتربة والمواد الناعمة.

وتجدر الإشارة إلى أن انخفاض انتاجية الآبار يمكن اصلاحه إذا كان ناتجاً عن الأسباب الثلاثة الأخيرة. ويعتبر جمع المعلومات المستمر عن المستوى المائي وتذبذباته وعن نوعية المياه في جميع الآبار الانتاجية أمراً ضرورياً ومهماً ولا تقل أهميته عن معرفة انتاجية هذه الآبار ونوعية مياهها بعد حفرها وتجهيزها للمرة الأولى. حتى نتمكن من تحديد الأسباب واختيار الطريقة الصحيحة في معالجة مشكل تراجع انتاجيتها وتغير نوعية مياهها، وسوف نبحث في هذا الفصل مشكلة تراجع انتاجية الآبار وعلاجها.

(١-١٦-٤) تكوين القشرة أو التلبيس بالقشرة Incrustation

تتعرض فتحات المصافي والحصى المحيطة بها ومواد الطبقة المائية حولها للسد أو التلبيس بقشرة بواسطة الرواسب الناتجة عن التفاعلات الكيماوية ونتيجة تراكم حبيبات الأتربة والطين والرمل ومخلفات التآكل المتكونة بفعل يرقات البكتيريا ومخلفات الكائنات الدقيقة الأخرى غير الذائبة. وغالباً ما تعمل المواد الكربونية المترسبة على سمنتة حبيبات الرمل بعضها مع بعض حول المصافي، وأكثر المواد الكربونية التي تسبب ذلك هي كبريتات وبايكربونات الكالسيوم والصوديوم والمغنيسيوم والحديد، وأصعب المواد تفتيتا وإزالة هي مركبات الحديد والمنغنيز،

وتعتبر رواسب الكالسيوم والمغنيسيوم من أهم نواتج الترسيب. وناتج الاتحاد الطبيعي لهذه المواد يكون بشكل غير مذاب ويترسب حول ثقوب وشقوق المصافي ومواسير التغليف لأن حموضة المياه الجوفية (pH) تزداد عند دخول المياه إلى البئر بسبب نقصان ثاني أكسيد الكربون غير المذاب في المياه الجوفية الناتج عن نقصان العلو الضغطي عند دخول المياه الجوفية من الطبقة المائية إلى البئر، حيث يؤثر الضخ العالي من البئر الانتاجية على العلو الساكن Static head في المساحة المجاورة للبئر، ويسبب ضغطاً وزيادة في سرعة المياه وبالتالي خروج ثاني أكسيد الكربون من المياه الجوفية على شكل غاز، وهذا يعطي المياه الجوفية قابلية على حمل المواد المعدنية الذائبة في المحلول إلا أنه يصبح عاجزاً عن حمل محلول الأملاح المعدنية غير الذائبة، لذلك فإن بعض المعادن الذائبة تترسب في المضخة وفي فتحات وشقوق المصافي ومواسير التغليف وعلى جدران البئر، ويلاحظ ذلك كثيراً في الآبار المحفورة في الطبقات المائية المكونة من الحجر الجيري والدولومايت المشقق وخاصة الآبار الانتاجية التي يكون فيها مستوى الضخ أسفل السطح العلوي للحجر الجيري والدولومايت، ويمكن حدوث ترسيب للمعادن في الجزء العلوي من المصفاة إذا زاد الضخ وانخفض المستوى المائي إلى أسفل قمة المصفاة. وتعمل بكتيريا الحديد ويرقات الكائنات الدقيقة الناتجة عن دورة حياتها، على تحويل الحديد إلى أملاح غير ذائبة وتكون قشرة تسد المصافي ومواسير التغليف المثقبة أو المشرحة وينتج من تأكسد محاليل الحديد والمغنيسيوم الأكسيدية في المياه الجوفية في مستويات تأكسد عالية مخلفات غير ذائبة تتراكم على شكل رواسب بنية اللون (حديد) ورواسب تميل للسواد (مغنيسيوم) على فتحات المصافي ومواسير التغليف وهذا عامل آخر لتكون القشرة.

وتبدأ التفاعلات الكيماوية عندما تدخل المياه الجوفية إلى الآبار وتصبح في وضع تلامس مع الاكسجين الجوي، وعند تأكسد الحديد بفعل بكتيريا الحديد (تأكسد بيوكيماوي) يتحول الحديدوز إلى الحديديك وتنتج طاقة تؤلف خلية نسيجية ومركبات عضوية أخرى، وهذا لا يسبب نموا للأكاسيد غير المذابة فحسب، بل سيسارع في تآكل أجزاء المعادن في البئر. وهناك أنواع من البكتيريا تنتج يرقات تنتشر على فتحات المصافي وتشكل قشوراً أو أغطية تسد هذه الفتحات

والمصافي، إلا أن زيادة سرعة دخول المياه الجوفية تقلل سرعة تكون هذه القشور، هذا ويمكن أن تتزامن عملية التآكل وتكون القشرة تحت ظروف معينة.

(٢-١٦-٤) التآكـــــل Corrosion

ان التـآكل في المصافي ومواسير التغليف والأجزاء السفلية للمضخة داخل الآبـار الانتـاجية هو تحطيم تدريجي للمعـادن المكونة لها وينتج من التفاعلات الكيماوية والالكتروكيماوية والبيوكيماوية البطيئة الذي تسببه الظروف البيئية المحيطة ويحدث تلفا في المواد. وهناك عدة أشكال للتآكل منها: التآكل الكيماوي المباشر والتحلل الكيماوي البسيط وجنزرة النحاس الأصفر وصدأ الحديد وتآكل الحبيبات البيني والتفاعلات الكيماوية الموضعية على حدود البلورات المعدنية.

وأكثـر أشكـال التـآكـل المعروفة هو الصدأ ـ Rusting الناتج عن تفاعلات التأكسد بين الحديد والأكسجين غير المذاب وينتج عن هذا التفاعل هيدروكسيد الحديدوز غير المذاب الذي ربما يتراكم في مكان معين ويمتد إلى القشرة وتستمر تفاعلات الأكسدة حتى يتحطم الحديد كليا، ويعتمد ذلك على حموضة المياه، حيث يحدث تبادل لأيونات الهيدروجين الموجودة في الماء مع ذرات الحديد المكونة للمعدن مسببة ذوبان ذرات الحديد في الماء وتتشكل طبقة هيدروجين على المعدن، ويمكن أن تعمل على حماية المعدن من التآكل إلا أنها تتحرك باستمرار بسبب وجود الأكسجين غير المذاب في المياه والذي يتحد مع الهيدروجين ليكونا الماء. أما التآكل المعروف بالتآكل المركز للخلية Concentration-cell الذي يسببه فرق الجهد الكهربائي المتولد من تلامس محلولين كيماويين غير متشابهين فإنه يحدث في مقياس مرئي عندما يتغير التركيز الكيماوي للمياه الجوفية مع العمق، ويحدث في مقياس غير مرئي في فتحات وشقوق المعادن الصغيرة وفي الأماكن المخفية الأخرى، وبما أن المياه في هذه الأماكن تحتوي على نسبة منخفضة من الأكسجين غير المذاب فان اختلاف نسبة الاكسجين غير المذاب يولد جهداً كهربائياً يعمل على تعجيل عملية التآكل. وينتـج من الجهـد الكهـربائي المتولد في حالة التلامس المباشر بين المعادن غير المتشابهة التي تعمل كأقطاب لإكمال الدورة الكهربائية التي تسبب تفاعلات تحليل كهربائي، تراكم للرواسب المعدنية حول الأقطاب وهذا سبب آخر بل شكل آخر

للتـآكـل. والتـآكل بواسطة البكتيريا الذي تسببه المخلفات البكتيرية التي تزيد تفاعلات التآكل هي أيضاً أحد أشكال التآكل. فالبكتيريا الناتجة عن الكبريت (بكتيريا الكبريت) تتنفس الأكسجين الموجود في أكسيد الكبريت وتنتج كبريتيد الهيدروجـين (H_2S) وهـذا يزيد من حموضـة المياه الجـوفية وبالتالي يزيد في سرعة التآكل، علما بأن هنالك أنواعا أخرى من البكتيريا تنتج أحماضاً عضوية.

يعمل التآكل في البداية على توسيع فتحات المصافي وثقوب مواسير التغليف، ويسبب دخـول الـرمـال ومواد الطبقة المائية والأتربة إلى البئر، وبتراكم مخلفات التآكل تسد أو تغلق فتحات المصافي وتتفاقم مشاكل تكون القشرة ـ (Incrustation)

أما مصير المصافي ومواسير التغليف المثقبة مع الزمن وخاصة تلك التي ليس لها مقاومة للتآكل فهو التلف، ويمكن أن تسقط تحت تأثير الضغوط الجانبية للطبقات المـائية ويكون التآكل أكثر خطورة عندما تكون حموضة المياه أقل من ٧ ($pH<7$) وعندما تحتوي المياه الجوفية على الأكسجين غير المذاب وعلى الأملاح غير المذابة، وخاصة عندما تصل نسبة الأملاح غير الذائبة في المياه الجوفية إلى ١٠٠٠ مليغرام لكل لتر (1000mg/l) ونسبة الكلور وثاني أكسيد الكربون وكبريتيد الهيدروجين إلى ٣٠٠ مليغرام لكل لتر (300mg/l) . وبما أن جميع التفاعلات الكيماوية تزيد بارتفاع درجات الحرارة فإن التآكل سيزيد بإرتفاع درجات الحرارة أيضاً. كذلك فإن زيادة سرعات المياه الجوفية عبر فتحات المصافي تزيد في سرعة التآكل.

(١٧-٤) طرق المعالجة وإصلاح الآبار

يتم اصلاح الآبار ومعالجتها بالطريقتين التاليتين:ـ

(١-١٧-٤) الطريقة الميكانيكية

تعتمد هذه الطريقة على سحب المصافي ومواسير التغليف من البئر وتنظيفها أو استبـدالها ثم إعادتها إلى البئر. وتعتبر هذه الطريقة من الناحية الفنية صعبة ومكلفة، ومع ذلك فإن البئر المعالج بهذه الطريقة سوف يتعرض إلى نفس المشاكل السـابقـة مع مرور الـزمن، لأن هذه الـطريقة تعالج المصافي ومواسير التغليف المسـدودة والأنـابيب السفلية للمضخة ولا تعالج مواد الطبقة المائية، إلا أنه في

بعض الحالات وخاصة في حالة تآكل وتلف المصافي ومواسير التغليف وأجزاء المضخة السفلى فإنه لا بد من سحبها ميكانيكيا ومحاولة اصلاحها أو استبدالها.

(٢-١٧-٤) الطرق الكيماوية:

وهي عملية معالجة المصافي ومواسير التغليف وأجزاء المضخة المسدودة باستعمال الحوامض والمواد الكيماوية الأخرى بدون إخراجها من البئر. ويمكن تلخيص العمليات الكيماوية المستعملة في معالجة الآبار كما يلي:-

(١-٢-١٧-٤) المعالجة بحامض الهيدروكلوردريك.

يمكن ازالة القشرة الكربونية التي تسبب زيادة في فاقد البئر (Well Loss) ونقصاً في سعتها النوعية وبالتالي تراجعا في انتاجيتها باستعمال حامض الهيدروكلوردريك المركز جداً (٢٨٪ تقريباً)، حيث يعمل هذا الحامض على تحليل الرواسب عند انزاله إلى البئر، ويجب رفع المضخة وعمود التصريف قبل اجراء عملية المعالجة. ويراعى أن تكون كمية الحامض ضعف حجم مقطع المصفاة تقريباً ويجب اضافة المثبطات (Inhibitors) وهي مواد كيماوية مانعة لتآكل المعادن بالأحماض، كما يجب أن تكون مدة تلامس الحامض مع المواد الكربونية الموجودة على المصافي والثقوب حوالي ساعة إلى ساعتين يتخللها أثناء العملية اثارة وتحريك وتهييج للحامض، باستعمال طرق تطوير الآبار مثل النفث ـ Jetting والاندفاع ـ (Surging) ويجب ازالة الحامض بواسطة النازح ـ (Bailer) بعد اتمام المعالجة لتنظيف المياه، ويراعى اعادة المعالجة عدة مرات حتى تتوقف الزيادة في انتاج البئر.

(٢-٢-١٧-٤) المعالجة بالبوليفوسفات ـ (Polyphosphates)

يستعمل البوليفوسفات ـ (Polyphosphate) الحامضي أو القاعدي المضغوط في معالجة واصلاح الآبار المحفورة في الطبقات غير المتماسكة، وقد أظهر نجاحاً في تنظيف المصافي والآبار الانتاجية ذات الحصى المسدودة بالرمال الناعمة والأتربة والطين والغضار Shale والغرويات. حيث تعمل هذه المادة بسرعة على تحريك وتفكيك وازالة تلك الرواسب، ويمكن إستعمالها لمعالجة بعض الرواسب الحديدية الناعمة.

ويستعمل حوالي ٢-٤ كغم من البوليفوسفات لكل ١٠٠٠ لتر من الماء يتبعه اضافة هايبوكلوريد الصوديوم - Sodium Hypochlorite أو أية مواد مطهرة أخرى لإنتاج تركيز من الكلور يعادل ١٠٠-٢٠٠ مليغرام لكل لتر لقتل البكتيريا في البئر وتفكيك أغشيتها ويرقاتها، ويجب ابقاء الفوسفات حوالي يوم كامل مع الاستمرار في عملية التحريك واثارة الماء باستعمال طرق تطوير الآبار المختلفة، ويراعى تكرار المعالجة لعدة مرات، علما بأن المعالجة المزدوجة بالحوامض والفوسفات يمكن أن تكون أكثر فاعلية فى ازالة القشور.

(٣-٢-١٧-٤) المعالجة بالكلور

تتم معالجة الآبار بالكلور عادة بعد المعالجة بالحوامص والفوسفات، وتعتبر المرحلة النهائية من مراحل المعالجة الكيماوية لوضع البئر الانتاجي في الخدمة ويمكن إستعماله لوحده، لأن الكلور ذو التركيز 50 ppm (٥٠ جزء بالمليون) له فاعلية لا بأس بها والكلور ذو التركيز ٢٠٠ جزء بالمليون - 200 ppm يعمل على تحطيم أنواع معينة من بكتيريا الحديد، أما الكلور ذو التركيز ٥٠٠ جزء بالمليون 500 ppm فيستعمل في معالجة الكبريت ويرقات البكتيريا. ويجب أن تكون على شكل مضغوط، لإزالة الرواسب المفككة مثل الأتربة والرمال الناعمة، ويمكن استعمال الجليد الجاف لإزالة المواد الناعمة من المناطق المجاورة للمصافي.

(٤-٢-١٧-٤) المعالجة بالتفجير

ان تلغيم الآبار يزيد من انتاجيتها، وقد استعملت الغام من الجلاتين العالي السرعة بمقادير تتراوح ما بين (٥٠-٢٠٠) باوند وبنسبة ٨٠٪ ولا ينصح باستعمال هذه الطريقة في الآبار المحفورة في الطبقات غير المتماسكة إلا أنها فعالة لجميع أنواع رواسب المصافي في طبقات الحجر الرملي المتماسك وطبقات الحجر الجيري الصلب، ويجب استعمال شحنات تفجيرية كبيرة في هذه الحالة.

والتفجير الاهتزازي هو أحد أشكال التفجير ويتم فيه تقسيم المواد المتفجرة إلى شحنات صغيرة مرتبة بحيث يسمح بتفجيرها بشكل سريع ومتسلسل يعطيها تأثيراً اهتزازياً، أما الغاز المتحرر من التفجير فيخلق فقاعة تمتد وتتقلص وتبدأ بالتلاشي التدريجي في الخارج ويتم الحصول على عملية الاندفاع من هذه الفقاعات.

(٥-٢-١٧-٤) المعالجة بحامض المورياتيك Muriatic Acid

يستعمل حامض المورياتيك الذي هو درجة تجارية لحامض الهيدروكلوردريك الذي يحتوي على نسبة قليلة من مواد غير نقية ـ Impurities في معالجة الآبار، ويتم ذلك بحقن البئر الانتاجية بمادة مركزة بنسبة ١٨٪، ويضاف إلى الحامض مواد مثبطة ومواد ضد الرغوة ـ Antifoam لزيادة فعالية الحامض ومنع تدفق الرغوة الزائد، وتستعمل المواد المثبطة لمنع الترسيب الثانوي لرواسب الحديد غير الذائبة، ويجب الانتباه إلى أن حامض المورياتيك لا يستعمل أبداً في الآبار الانتاجية ذات التغليف والمصافي المعدنية، ويستعمل في هذه الحالة حامض الكثريك (Citric Acid) وفي جميع الحالات يتم دفع الحوامض بواسطة وسائل الضخ، ويتم حقن كمية كبيرة من محلول الحامض تحت ضغط عال ليتغلغل بشكل شعاعي في جميع الاتجاهات داخل البئر. وقد ثبت نجاح المعالجة بهذه الطريقة، وخاصة للآبار المحفورة في الطبقات المائية المكونة من الحجر الجيري والدولومايت المشقق الذي يحتوي على فتحات مغلقة جزئياً، وتعمل الشقوق المتصلة على إيصال الحوامض بشكل شعاعي إلى أكثر مساحة ممكنة داخل الطبقة المائية.

وأفضل الوسائل لحماية الآبار ومنع التآكل هو استعمال وتأمين مصافي ذات مساحات كافية تقلل سرعة دخول المياه الجوفية إلى البئر، أو استعمال مصافي ومواسير تغليف مثقبة مصنوعة من معادن مقاومة للتآكل. ولا نستطيع تطبيق الطرق المستعملة في الصناعات البترولية للسيطرة على التآكل، مثل عملية الحقن المستمر بالمثبطات (Inhibitors) وغيرها في آبار المياه الجوفية لما لها من تأثيرات عكسية على نوعية المياه وعلى تلوثها وربما يبقى استعمال المعادن المناسبة والأنابيب غير المعدنية مثل مواسير التغليف البلاستيكية المضغوطة والاسبست الاسمنتي هو الذي يطيل عمر الآبار الأنتاجية. واستعمال طريقة الحماية الكاثودية ـ Cathodic Protection الشائعة في خطوط الانابيب تحت السطحية يمكن أن تحمي الآبار من التآكل، وتتلخص هذه العملية بدفن قطب موجب (Anode) مصنوع من مادة أكثر تآكلاً من مادة المصافي أو مواسير التغليف على مسافة معينة من البئر. وبالمحافظة على تيار كهربائي مباشر من القطب الموجب إلى البئر يتم التخلص من التيار

الضال حول البئر، وبذلك يصبح القطب الموجب هو المنطقة أو المساحة المعرضة للتآكل بينما يصبح البئر هو المنطقة أو المساحة المحمية من التآكل. والحماية الكاثودية تميل إلى حماية الأسطح الخارجية لذلك فهي شائعة الاستعمال في خطوط الأنابيب تحت السطحية.

ان معالجة الآبار المحفورة في الطبقات المتماسكة تعطي نتائج أفضل منها في الطبقات غير المتماسكة وهذا ينطبق على معظم طرق المعالجة وقد أظهرت التجارب أن الطبقات المتماسكة تحسنت بعد معالجتها بنسبة وصلت إلى ١٤١٪ بينما تحسنت الطبقات غير المتماسكة بنسبة ٤٥٪. وتجدر الاشارة إلى أن تكاليف المعالجة تتراوح ما بين ٤٥٠-٢٤٠٠ دولار. وغالبا ما تتم المعالجة بمجموعة الطرق مجتمعة وهذا يعطي نتائج أفضل، بل انه لن يزيد في التكلفة كثيراً.

(٤-١٨) رفع الماء من الآبار ـ Lifting Water

يمكن رفع الماء من الآبار بواسطة المضخات التي تقسم إلى نوعين رئيسيين هما:-

الأول: مضخات الازاحة الثابتة Constant displacement Pumps

وتستعمل لرفع المياه ذات التصريف القليل، وتسحب نفس الحجم من المياه إلى الارتفاع المصمم لها.

أما النوع الثاني فيسمى **مضخات الازاحة المتغيرة**. وهي المضخات التي يتغير فيها التصريف حسب العلو (head) وتقسم إلى:-

(٤-١٨-١) المضخات النابذة أو مضخات الطرد المركزي Centrifugal Pumps

المضخة النابذة هي جهاز يستعمل لرفع الماء من مستوى منخفض إلى مستوى أعلى، بتوليد ضغط كاف بفعل القوة الطاردة المركزية (Centrifugal Action) . وتحتوي على رفاس أو دافع ـ Impeller يدور بسرعة (1750-3500 rpm) . ويدخل الماء محوريا عبر مركزه ليقذفه بشكل شعاعي من المحيط إلى داخل المضخة مكتسباً سرعة كافية

تجعله يجري منها بسرعة مناسبة (شكل ١٥-٤).




(شكل ١٥-٤)

ويمكن ايضاح مبدأ عمل المضخة النابذة بالمثال التالي:-

إذا سمحنا لقطرة ماء ساكنة على ارتفاع معين من سطح الأرض (h) أن تسقط بحرية، فانها تصدم سطح الأرض بسرعة $V = 2gh$ حيث أن V هي السرعة (م/ث)، g هي التعجيل الأرضي أو الجاذبية الأرضية (٩,٨٢ م/ثا/ثانية على سطح البحر)، h هو ارتفاع السقوط (م).

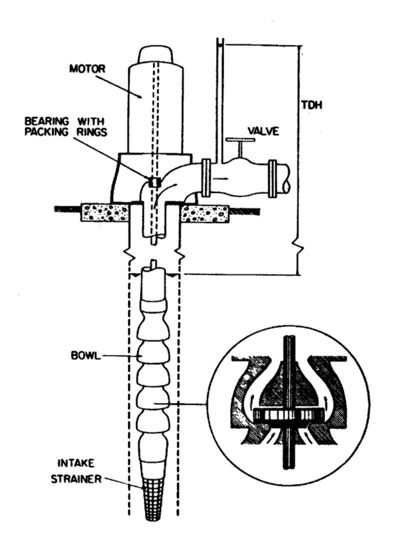
فإذا كان ارتفاع السقوط يعادل ٢٠ مترا فإن السرعة ستكون ١٩,٨م/ثانية. وإذا أعطيت لنفس القطرة سرعة قدرها ١٩,٨م/ثانية فإنها سترتفع ٢٠ مترا فوق السطح. وهذه هي فكرة المضخة النابذة. أي إعطاء الماء سرعة معينة حال خروجه من المضخة، وعليه فإن مضاعفة سرعة المضخة يضاعف سرعة الماء وتصبح

٣٩,٦ م/ثـانية وبهـذه السرعـة الجديدة يمكن ضخ الماء إلى ارتفاع ٧٩,٩م. ويلاحظ مما سبق بأنه في حالة مضاعفة سرعة المضخة يمكن ايصال نفس الكمية من المـاء إلى ارتفـاع يعادل أربعة أضعاف الارتفاع قبل مضاعفة السرعة، وفي الحقيقـة يكون ارتفاع الأخير أقل نسبيا من أربعة أضعاف بسبب الفاقد خلال المضخة من تأثير الاحتكاك.

ويجب أن توضع المضخة داخل البئر على عمق كاف (٦-٨م) تحت سطح الماء حتى تستطيع أن تعمل بكفاءة ولا يفضل استعمالها في حالة التذبذبات الكبيرة في المستوى المائي، ويجب أن لا يزيد الهبوط في المستوى المائي عن ٨م. ويجب مراعاة ذلك عند انزال المضخة إلى البئر. وتستعمل المضخات التوربينية العمودية التي هي إحدى أنواع المضخات النابذة للعلو الذي يزيد عمق الماء فيه عن ٦-٨م. مع العلم أن المضخات التوربينية الحديثة تستعمل لضخ المياه من الآبار العميقة ومن ميزاتها أنها ذات قطر صغير ويمكن انزالها داخل مواسير التغليف.

يسمى الرفع الكلي للمياه بالعلو الديناميكي الكلي Total dynamic head (TDH) ويحسب كمجموع الرفع العمودي من مستوى الماء في البئر إلى سطح الأرض شكل (١٦-٤) ويجب إدخال الفواقد الناتجة عن الاحتكاك في المصافي وداخل الأنابيب وفي العلو الضغطي في أنبوب التصريف أعلى البئر وعلو السرعة velocity head ($v_2/2g$) في انبوب التصريف، عند حساب العلو الديناميكي الكلي الذي يعبر عن المسافة العمودية بين المستوى المائي في البئر والمستوى المائي في البيزوميتر الموضوع في انبوب التصريف. وبما أن علو السرعة نادرا ما يزيد عن متر واحد فيمكن اهماله، إلا إذا كان العلو الديناميكي الكلي صغيراً نسبياً.

ان سرعة الضخ في المضخات النابذة تقل بزيادة العلو الديناميكي الكلي وإذا بقيت سرعة المضخة (rpm) ثابتة فان هذا النوع من المضخات يسمى بالمضخات ذات التصريف المتغير. وغالبا ما يتغير التصريف أثناء الضخ بسرعة ثابتة ويعتمد ذلك على اختيار الرفاس أو الدافع (Impeller) ويزداد العلو الديناميكي الكلي بتربيع قطر الدافع أو الرفاس.



شكل (١٦-٤) مخطط توضيحي لمضخة توربينية نابذة

(من Bouwer 1978)

تعتمـد خصـائص وميزات المضخـة (The Pump Characteristics) على نوعهـا وتصميمها، والعلاقة ما بين التصريف (Q) و TDH تبين هذه الميزات في حالة الضخ بسرعة معينة. وتسمى القوة اللازمة لرفع المياه إلى مسافة معينة بالقوة الحصانية للماء Water horse-power ويرمز لها بالرمز whp وبما أن القوة الحصانية المترية تساوي 75 kg.m/s فإن : (من Bouwer 1978)

$$whp = \frac{(Q.TDH)}{(0.075x86400)} \qquad (٤.٤)$$

حيث تعبر: Q عن تصريف المضخة m^3/day

: TDH العلو الديناميكي الكلي للماء (m) .

ان كفاءة المضخة (Ep) هي النسبة بين القوة الحصانية للماء والقوة الحصانية الفـرملية Brake horse power) التي يرمز لها بالرمز (bhp) وهي القوة اللازمة لتشغيل المضخة من أجل الحصول على قيم معينة لـ Q و TDH وعموماً تكون كفاءة المضخة أعلى من whp بسبب الاحتكاك وفقدان الطاقة داخل المضخة. ويمكن التعبير عن كفاءة المضخة بالشكل التالي :-

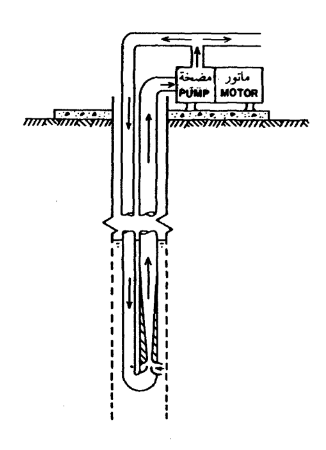
$$E = \frac{whp}{bhp} \qquad (٤.٥)$$

ان القوة الحصانية الفرملية bhp تتغير حسب Q ، فعندما تبدأ Q في الزيادة تزداد bhp وتصل إلى الحد الأعلى، ثم تبدأ بالنقصان وتبدأ TDH بالهبوط المفاجىء.

(٢-١٨-٤) المضخات النفاثة ـ Jet Pumps

تعتـبر هذه المضخة من المضخات الكهربائية ويعتمد مبدأ عملها على قوة الطرد المركزي وتستعمل لضخ المياه من الآبار الصغيرة، ويتم ذلك بقذف المياه إلى البئر عبر أنبوب جريان ينحني في الأسفل بإتجاه الأعلى (شكل ١٧-٤) ويمر الماء من فوهة ضيقة لتزيد سرعته وبالتالي يزيد العلو السرعي (Velocity head) ونتيجة إختـلاف العلو الضغطي بين المياه في الأنبوب وبين مياه البئر تندفع المياه بإتجاه الأنبـوب عبر الفتحـات الجانبية فوق الفوهة مباشرة وتنتقل إلى أعلى عبر أنبوب الجريان العلوي بنفس السرعة التي سحبت أو اندفعت فيها من أعلى الفوهة. وتعيد باقي المياه دورتهـا عبر أنبـوب الجـريان السفـلي وهكـذا. وتستعمل هذه المضخات للتصريفات الصغيرة التي تصل إلى ٢٠٠ لتر/دقيقة.

ومن أهم ميزاتها أنها تستعمل في الآبار ذات الأقطار الصغيرة وتعتبر بسيطة التركيب وتكاليف صيانتها قليلة.

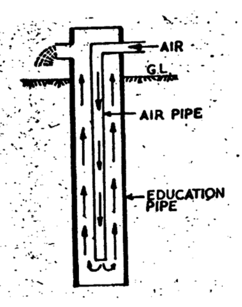


(شكل ١٧-٤) شكل توضيحي للمضخة النفاثة

(من Bouwer 1978)

(٣-١٨-٤) مضخات الرفع الهوائية Air Lift Pumps

يعتمـد مبـدأ عمـل هذه المضخـات على حقن هواء عالي الضغط بواسطة ضاغطة هواء ـ Compressor داخل أنبوب ذي قطر صغير يعرف باسم أنبوب الهواء Air pipe يوضع داخل انبوب ذي قطر كبير يعرف باسم أنبوب التصريف ـ Discharge pipe . وعند ضخ الهواء في الماء تمتزج فقاعات الهواء مع الماء مكونة مزيجا من الماء والهواء كثافته النوعية Specific gravity أقل من كثافة الماء ونتيجة لذلك يرتفع الماء داخل أنبوب التصريف ويخرج على السطح (شكل ١٨-٤). وتعتبر كفاءة هذه الطريقة قليلة وتستعمل في حالات محدودة مثل تحريك الغازات ومخلفات التآكل أثناء عملية تطوير الآبار.



(شكل ١٨-٤) (من Bhogirath 1978)

الفصل الخامس

هيدروليكية الآبار وتجارب الضخ

يطبق قانون دارسي والمعادلات الأساسية المتعلقة بحركة المياه الجوفية التي تم شرحها في الفصول السابقة في حالات خاصة من أجل حل المسائل المتعلقة بجريان المياه الجوفية، ويحتاج الحل الرياضي لمسائل جريان المياه الجوفية والموصلية الهيدروليكية والظروف الحدية ونوع الجريان إلى افتراضات مناسبة.

وفي هيدروليكية الآبار تم تطوير معادلات كثيرة وعلاقات مختلفة تربط بين الجريان في الآبار والهبوط في المستوى المائي أو السطح البيزومتري الذي ينتج من عملية ضخ المياه من هذه الآبار. وتعتبر الناقلية ومعامل التخزين والعطاء النوعي للطبقات المائية أهم العناصر المستعملة في هيدروليكية الآبار، ويستفاد منها في تحديد تصريف الآبار ـ (Well Discharge) الذي يعتبر مهما في إختيار المضخة المناسبة وفي تحديد قوتها وعمقها داخل البئر.

وقد راعت المعادلات التي تم اشتقاقها لحساب تصريف المياه من الآبار نوع الجريان، فالجريان الثابت المتوازن لا يحدث فيه تغيرات مع الزمن إلا نادراً وبعد توقف عملية ضخ المياه من الآبار يعود المستوى المائي أو السطح البيزومتري ببطء إلى حالة الثبات. أما معادلات الجريان غير الثابت، فقد راعت عامل الزمن، إذ يعتمد هبوط المستوى المائي أو السطح البيزومتري على الزمن منذ بداية الضخ. مع العلم أن المعادلات التي تربط كلا من التصريف والهبوط وكافة الخواص الهيدروليكية للطبقات المائية تعتمد على الفرضيات التالية :ـ

١ . سرعة الضخ أو الجريان ثابتة.

٢ . البئر مغلفة وتخترق الطبقة المائية بشكل كامل.
٣ . الطبقة المائية متشابهة ومتجانسة وأفقية ولها امتداد لا نهائي.
٤ . ان رفع الماء من مخزون الطبقة المائية وكذلك المواد الجوفية الأخرى هما المسؤولان بشكل مباشر عن هبوط المستوى المائي أو السطح البيزومتري.

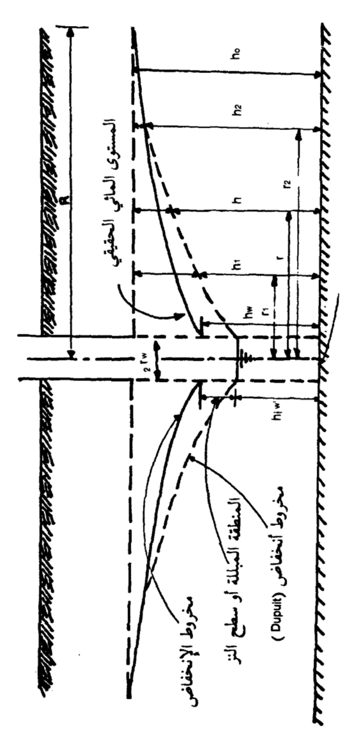
يمكن ايجـاد العناصر الهيدروليكية للطبقات المائية مثل الناقلية ومعامل التخزين والعطاء النوعي بإجراء تجارب الضخ وقياس الهبوط في المستوى المائي أو السطح البيزومتري من الآبار وسيتم شرح تجارب الضخ فيما بعد.

(٥-١) الجريان الثابت أو المستقر STEADY FLOW

(٥-١-١) الطبقات المائية غير المحصورة (الحرة) Unconfined Aquifer

يمكن حصاب التصريف من الآبار الكاملة (كمية المياه المارة في وحدة الزمن عبر مساحة المقطع العرضي للطبقة المائية في الظروف الطبيعية) التي تخترق الطبقة المائية حتى أسفلها وتصل حتى الطبقة الكتيمة الصادة للماء، بتطبيق فرضيات Dupuit وربطها بقانون دارسي. ويفترض أن يكون جريان المياه الجوفية في هذه الحالة ثابت ومستوى المياه الجوفية موازي للطبقة الكتيمة الواقعة أسفل البئر. وتتدفق المياه في الآبار الكاملة عبر الجدران فقط وبالتحديد عبر فتحات المصافي ومواسير التغليف المثقبة على امتداد سمك الطبقة المائية المشبـع. وعند سحب المياه من البئر المحفورة في الطبقة المائية المتجانسة وذات المستوى المائي الحر بواسطة الضخ، يبدأ المستوى المائي في الانخفاض ويصبح الجريان حول البئر بشكل شعاعي (انظر الشكل ٩-٥) ويتشكل حول البئر مخروط انخفاض ذو أعظم هبوط لمستوى الماء في البئر (شكل ١-٥) يسمى منحنى أو مخروط الانخفاض. ومع الابتعاد عن البئر يقل انخفاض المستوى المائي على مسافة مساوية لنصف قطر البئر التأثيري (R) التي يتوقف بعدها هبوط المستوى المائي. وبعد أن يصل المستوى المائي داخل البئر إلى حالة الثبات تصبح سرعة الجريان موجهة وثابتة ومتوازية. ومن أجل معرفة تصريف المياه تحت هذه الظروف يجب معرفة الموصلية الهيدروليكية وميل سطح الماء ومساحة مقطع الجريان. فإذا أخذنا مقطعاً في حدود

مخروط الانخفاض على مسافة r من مركز البئر وبإحداثي قدره h فإن تصريف الماء خلال هذا المقطع يساوي حاصل ضرب سرعة الجريان في مساحة مقطع الجريان . (Q= V.A)



(شكل ١-٥) بئر محفورة في طبقة مائية غير محصورة (حرة)

وبما أن الميل (i) عند أية نقطة واقعة على منحنى الانخفاض يساوي dh/dr ، ومساحة السطح الاسطواني (A) التي يتمركز حولها البئر ويمر خلالها الجريان عندما يبلغ ارتفاع الاسطوانة (h) ونصف قطرها r تساوي $2\pi hr$ وبتطبيق قانون دارسي ($Q = KiA$) نستطيع الحصول على المعادلة التالية :-

$$Q = K \frac{dh}{dr} 2\pi hr \qquad (٥ . ١)$$

ومنه فإن :

$$2hdh = \frac{Q}{\pi K} \frac{dr}{r}$$

وبتكامل طرفي المعادلة بين نقطتين واقعتين على مسافتين مختلفتين من البئر (r_2,h_2) و (r_1,h_1) وكالتالي :-

$$\int_{h_1}^{h_2} 2hdh = \frac{Q}{\pi K} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r}$$

نحصل على المعادلة التالية :-

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{r_2}{r_1} \qquad (٥ . ٢)$$

ومن هذه المعادلة فإن :

$$Q = \frac{\pi K(h_2^2 - h_1^2)}{\ln \frac{r_2}{r_1}} \qquad (٥ . ٣)$$

وعندما تكون $h_o = h_2$ و $h_w = h_1$ و $R = r_2$ و $r_w = r_1$ حيث أن R تعبر عن نصف القطر التأثيري للبئر، r_w تعبر عن نصف قطر البئر (شكل ١-٥) فإن تصريف البئر أو انتاجيتها (Q) يمكن حسابه من المعادلة التالية :-

$$Q = \frac{\pi K (h_o^2 - h_w^2)}{\ln \frac{R}{r_w}} \qquad (٥ . ٤)$$

ويمكن تحليل ($h_2^2 - h_1^2$) واعادة كتابتها على الشكل التالي :-

$$h_2^2 - h_1^2 = (h_2 - h_1)(h_2 + h_1)$$

وحيث أن $(h_2 + h_1)/2$ هو معــدل الارتفــاع المشبــع للطبقــة المـائية (العلو الهيدروليكي) ما بين r_2,r_1 ومع العلم أن $T = Kb$ حيث أن :

T تعبر عن الناقلية وb يعبر عن السمك المشبع للطبقة المائية، لذلك فان الناقلية لمعدل ارتفاع عمود الماء (العلو الهيدروليكي) ما بين r_2,r_1 هو:-

$$T_h = K\frac{(h_2-h_1)}{2}$$

وبوضع هذه المعادلة واستبدالها في المعادلة (٣ . ٥) نحصل على :-

$$Q = \frac{2\pi T_h\ (h_2-h_1)}{\ln\frac{r_2}{r_1}} \qquad (٥ . ٥)$$

وهذه المعادلة هي تطبيق لمعادلة (Theim) للطبقات المائية غير المحصورة ما دام تأثير انخفاض المستوى المائي على الناقلية يؤخذ بعين الاعتبار. وتجدر الإشارة إلى أن ارتفاع المستوى المائي أو العلو الهيدروليكي (h_{iw}) داخل بئر الضخ المحفورة في الطبقات المائية غير المحصورة أقل من ارتفاع المستوى المائي أو العلو الهيدروليكي المتاخم للبئر (h_w) بسبب فاقد العلو (Head Loss) أثناء دخول الماء إلى البئر وبسبب الرشح الحر للماء.

ان الرشح السطحي إلى البئر وحدوث مركبات جريان عمودية فيها يتغارض مع فرضية Dupuit للجريان الأفقي وهذا يجعل المعادلة (٣ . ٥) لا تعطي نتيجة صحيحة لارتفاع الماء بالقرب من البئر ولكن عندما تكون $r>1.5h_0$ فان تأثير الجريان الأفقي والرشح السطحي يمكن اهمالها، وعندها يمكن للمعادلة (٣ . ٥) أن تعطي تقديراً صحيحاً عن وضع المستوى المائي وقد طور العالم Hill عام ١٩٥٥ معادلة يمكن بواسطتها حساب ارتفاع المستوى المائي أو العلو الهيدروليكي (h_w) داخل البئر (r_w) بإهمال فاقد البئر (Well Loss) اعتمادا على الحلول التجريبية والعددية وهذه المعادلة هي :- (من Bouwer 1978)

$$h_w-h_{iw} = \frac{(h_2-h_{iw})\left[1-\left(\frac{h_{iw}}{h_2}\right)^{2.4}\right]}{\left(1+\frac{5r_w}{h_2}\right)\left[1+0.02\left(\ln\frac{r_2}{r_w}\right)\right]} \qquad (٥ . ٦)$$

حيث أن r_2 يجب أن تؤخذ على أساس $500\ r_w$.

وتعرف المسافة الواقعة بين منحنى Dupuit ومنحنى الانخفاض الحقيقي (h_w-h_{iw}) في الشكل (١ . ٥) بالمنطقة المبللة ويمكن ايجادها من المعادلة (٦ . ٥). وعرض بعض العلماء معادلات أخرى لإيجاد قيمة المنطقة المبللة ومن هذه المعادلات ما عرضه العالم R. EHRENBERGER - 1928 [المعادلة (٧ . ٥)] وما عرضه معهد -VOD

GEO [المعادلة (٨ . ٥)] وما عرضه العالم VIBERT 1949 [المعادلة (٩ . ٥)]. وتطبق هذه المعادلات في الطبقات المائية الحرة والطبقات المائية المحصورة:ـ

$$h_w - h_{iw} = 0.5 \frac{(h_o - h_w)^2}{h_o} \qquad (٥ . ٧)$$

$$h_w - h_{iw} = 0.5(h_o - h_w)^{2.2} \qquad (٥ . ٨)$$

$$h_w - h_{iw} = \frac{1}{2}\left(\sqrt{R^2 + 4h_o^2} - R\right) \qquad (٥ . ٩)$$

(٢-١-٥) الطبقات المائية المحصورة Confined Aquifer

يظهر في الشكل (٢-٥) تغيرات المستوى البيزومتري الناتجة من ضخ المياه من الآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة وتستعمل فرضيات Dupuit-Forchheimer للجريان الأفقي في تحليل نظام الجريان في هذه الآبار في حالة الجريان الثابت، حيث يأتي الجريان إلى الطبقة المائية من مسافة بعيدة جداً، ونظرياً من اللانهاية. وإذا فرضنا أن سطحاً اسطوانياً نصف قطره اعتباراً من مركز البئر هو r شكل (٢-٥) وان الجريان عبر هذا السطح هو نفسه تصريف البئر (Q) فاننا نستطيع تطبيق قانون دارسي على النحو الآتي:

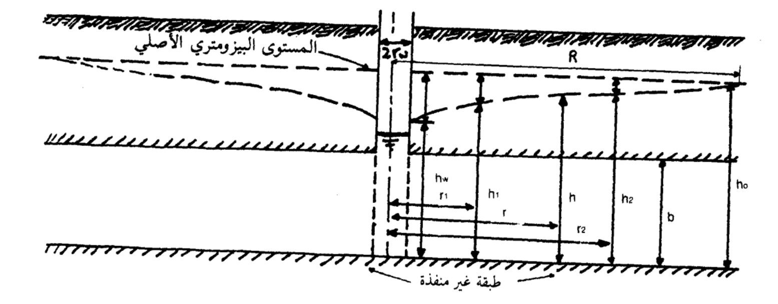
$$Q = K.A.i$$

وبما أن مساحة السطح الاسطواني (A) يساوي $2\pi rb$ حيث أن b هو ارتفاع أو سماكة الطبقة المائية والميل الهيدروليكي (i) أو ميل العلو البيزومتري (h) في المسافة (r) من بئر الضخ يساوي dh/dr فاننا نستطيع الحصول على المعادلة التالية:ـ

$$Q = K2\pi rb\left(\frac{dh}{dr}\right) \qquad (٥ . ١٠)$$

ومن المعادلة (١٠ . ٥) يمكن الحصول على المعادلة التالية:ـ

$$dh = \frac{Q}{(2\pi Kb)} \cdot \frac{dr}{r} \qquad (٥ . ١١)$$



شكل (٢ - ٥) بئر محفور في طبقة مائية محصورة

وبتكامل طرفي المعادلة بين نقطتين واقعتين على مسافتين مختلفتين من البئر $(r_1,h_1),(r_2,h_2)$ وكالتالي :-

$$\int_{h_1}^{h_2} dh = \int_{r_1}^{r_2} \frac{Q}{2\pi Kb} \frac{dr}{r}$$

نحصل على :-

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2\pi Kb} \ln \frac{r_2}{r_1} \qquad (٥ \ ١٢)$$

وبذلك يمكن تحديد انتاجية البئر أو تصريفها حسب المعادلة التالية :-

$$Q = \frac{(2\pi Kb(h_2-h_1)}{\ln \frac{r_2}{r_1}} \qquad (٥ . ١٣)$$

وبما أن $T = Kb$ وباستبدالها في المعادلة (١٣ . ٥) نحصل على ما يلي :-

$$Q = \frac{(2\pi T(h_2-h_1)}{\ln \frac{r_2}{r_1}} \qquad (٥ . ١٤)$$

وتعرف هذه المعادلة بمعادلة Theim ، ويمكن تحديد الموصلية الهيدروليكية من المعادلات السابقة بإجراء تجارب ضخ للآبار وسيأتي شرحها فيما بعد. وتتلخص الطريقة بقياس المستوى المائي أو المستوى البيزومتري من بئري مراقبة واقعتين على مسافتين مختلفتين من بئر الضخ وتحسب الموصلية الهيدروليكية من المعادلة التالية :-

$$K = \frac{Q \ln \frac{r_2}{r_1}}{2\pi b(h_2-h_1)} \qquad (٥ . ١٥)$$

حيث ان (r_2,r_1) هما المسافة بين بئري المراقبة وبئر الضخ و (h_2,h_1) هو العلو الهيدروليكي أو ارتفاع الماء في بئري المراقبة على التوالي، ويجب التنويه إلى أن الضخ من البئر الانتاجية يجب أن يكون بمعدل ثابت وبشكل منتظم ولمدة كافية لتوقف الانخفاض في المستوى المائي أو البيزومتري في البئر، علما بأن تغيرات الانخفاض مع الزمن قبل حالة الثبوت في المستوى المائي أو البيزومتري يمكن اهمالها، ويفضل أن تكون ابار المراقبة قريبة من بئر الضخ .

وعندما تكون $R=r_2$ و $h_0=h_2$ و $h_1=h_w$ و $r_1=r_w$.

حيث أن R هو نصف قطر البئر التأثيري وr_w هو نصف قطر البئر. فإنه يمكن حساب تصريف البئر حسب المعادلة التالية :-

$$Q = 2\pi Kb \frac{(h_o - h_w)}{\ln \frac{R}{r_w}} \qquad (٥ . ١٦)$$

ومن الطبيعي أن مرور الماء من فتحات المصافي ومواسير التغليف يسبب فاقداً اضافياً يسمى فاقد الاحتكاك (Friction Losses) لذلك فان عمق الماء في البئر يميل إلى الانخفاض عن المستوى h_w كما يظهره الشكل (٢-٥).

(٣-١-٥) ايجاد نصف قطر البئر التأثيري في نظام الجريان الثابت

تتبع عملية الضخ من الآبار المحفورة في الطبقات المائية الحرة والطبقات المائية المحصورة هبوطاً في مستوى المياه الجوفية يعتمد على مخزون الطبقة المائية وعلى سرعة الضخ ومدته. وهو يقل كلما ابتعدنا عن البئر ويكون على شكل منحنى يسمى منحنى الانخفاض أو مخروط الانخفاض كما أسلفنا ويتسع نصف قطر هذا المخروط وعمقه إلى حد معين ويثبت عندها، وتدعى المسافة الواقعة ما بين نقطة تقاطع مخروط الانخفاض مع مستوى المياه الجوفية ومحور البئر بنصف قطر البئر التأثيري. وعمليا فإن هذه المسافة تقع ما بين النقطة التي ينتهي أو يتوقف فيها هبوط المستوى المائي أو المستوى البيزومتري ومركز البئر. ويمكن ايجاد هذه المسافة في الآبار المحفورة في الطبقات المائية الحرة من المعادلة (٥ . ٤) أما الآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة فيمكن ايجاد انصاف أقطارها التأثيرية من المعادلة (٥ . ١٦). وفيما إذا كانت $h_o^2 - h_w^2 = 0$ في الطبقات المائية الحرة و$h_o - h_w = 0$ في الطبقات المائية المحصورة فإن نصف قطر البئر التأثيري (R) سيصبح مساويا لنصف قطر البئر (r_w).

وفي هذه الحالة يمكن رسم علاقة خطية على ورق نصف لوغاريتمي Semi-log paper ما بين ($h_o^2 - h_w^2$) أو ($h_o - h_w$) وبين لوغاريتم r_w بحيث تكون قيم ($h_o^2 - h_w^2$) أو ($h_o - h_w$) على المحور الرأسي، و$\log r_w$ على المحور الأفقي شكل (٣-٥) ويمكن الحصول على هذه القيم من آبار المراقبة التي تبعد مسافة معلومة عن البئر الانتاجية وبذلك نحصل على نصف قطر البئر التأثيري من تقاطع الخط المستقيم مع المحور الأفقي (شكل ٣-٥).

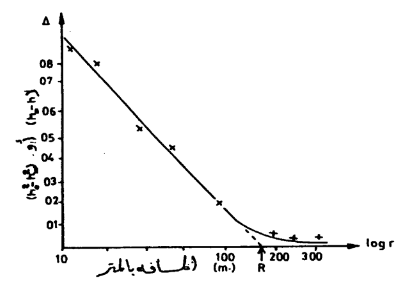
ويمكن ايجاد نصف قطر البئر التأثيري من معادلة سكارت (W.SICHARDT.) التجريبية التالية :-

$$R = 3000(h_o - h_w)\sqrt{K}$$

وكذلك من معادلة (H.CAMBERFORT) التالية :-

$$R = 550\sqrt[4]{h_o \cdot K \cdot i}$$

حيث أخذت R, h_o, h_w في هذه المعادلات بالأمتار، أما K فقد أخذت بالمتر لكل ثانية (m/sec) .



(شكل ٣-٥) إيجاد نصف القطر التأثيري للبئر بمعرفة هبوط مستو المياه الجوفية الناتج عن ضخ الآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة وغير المحصورة

ومن المعادلات المستعملة لحساب نصف قطر البئر التأثيري (kufs et al., 1983) في حالة الضخ المتوازن (EQUILLIBRIUM PUMP) والتي اعتمدت على المعادلة (٤ ، ٥) :-

$$\ln R = \frac{K(h_o^2 - h_w^2)}{4590} + \quad \ln r_w = \frac{T(h_o - h_w)}{229} + \ln r_w$$

ومنه فإن نصف قطر البئر التأثيري التقريبي هو:-

$$R = 3(h_o - h_w)(0.47K)^{\frac{1}{2}}$$

أما في حالة الضخ غير المتوازن (Non-Equillibrium) فيمكن ايجاد نصف قطر البئر التـأثيري من رسم علاقة ما بين الهبوط ولوغاريتم المسافة (r) . ويمكن ايجاد R التقريبية من المعادلة التالية :ـ

$$R = r_w + \left(\frac{Tt}{4790\ S} \right)^{\frac{1}{2}}$$

هذا ويجب الانتباه إلى أن المعادلات الثلاث الأخيرة تأخذ في الاعتبار أن يكون :ـ

نصف قطر البئر التأثيري R بالقدم (ft)

الموصلية الهيدروليكية K بالجالون باليوم لكل قدم مربع (gpd/ft^2)

العلو الهيدروليكي ho بالقدم (ft)

مقدار الضخ أو التصريف Q بالجالون لكل دقيقة (gpm)

نصف قطر البئر r_w بالقدم (ft)

الناقلية T بالجالون باليوم لكل قدم (gpd/ft)

معامل التخزين S بدون أبعاد.

(انظر إلى كيفية تحويل الوحدات في نهاية الكتاب)

(٤-١-٥) علاقة التصريف مع الهبوط في حالة الجريان الثابت

تستعمل بعض المراجع الرموز Δ أو s أو d للدلالة على الهبوط في مستوى المياه الجوية الذي يساوي (ho-hw) حيث أن (ho) تعبر عن ارتفاع الماء قبل الضخ اعتباراً من أسفل الطبقة المائية، أما (hw) فتعبر عن ارتفاع الماء بعد الضخ من البئر بمقدار Q . وفي هذا الكتاب سوف نبقي الهبوط بالشكل (ho-hw) خوفاً من التداخلات في المعنى.

ان الهبوط في مستوى المياه الجوفية يعتمد على سرعة الضخ وبالتالي على تصريف الآبار، ويمكن عمل علاقة ما بين قيم الهبوط في مستوى المياه الجوفية وتصريف الآبار المحفورة في الطبقات المائية الحرة والمحصورة.

تعرف النسبة Q/(ho-hw) بالتصريف النوعي، ويرمز له بالرمز (Q_s) وإذا أخذنا

التصريف Q باللتر لكل ثانية، والهبوط بالمتر فإن التصريف النوعي يعرف بمقدار تصريف البئر مقابل هبوط واحد متر في مستوى المياه الجوفية.

لقد تم حساب التصريف من الآبار المحفورة في الطبقات المائية غير المحصورة (الحرة) حسب معادلة Dupuit الموضحة بالمعادلة (٥ . ٤) بالشكل التالي :-

$$Q = \frac{\pi K(h_o^2-h_w^2)}{\ln \frac{R}{r_w}}$$

ومن تحليل $(h_o^2-h_w^2)$ يمكن اعادة كتابة المعادلة السابقة بالصيغة التالية :-

$$Q = \pi K \frac{(h_o-h_w)(h_o+h_w)}{\ln \frac{R}{r_w}} \qquad (٥ . ١٧)$$

وبما أن

$$Q_s = \frac{Q}{(h_o-h_w)}$$

فإن :

$$Q = Q_s(h_o-h_w) \qquad (٥ . ١٨)$$

ومن ذلك نحصل على المعادلة التالية :-

$$Q_s = \pi K \frac{(h_o+h_w)}{\ln \frac{R}{r_w}} \qquad (٥ . ١٩)$$

وحيث أن الهبوط في المستوى المائي هو (h_o-h_w) فإن $(h_o+h_w) = 2h_o-(h_o-h_w)$ وباستبدالهـــا في المعادلة (١٨ . ٥) نحصل على المعادلة التالية :-

$$Q = \frac{\pi K}{\ln \frac{R}{r_w}} .(2h_o-(h_o-h_w))(h_o-h_w) \qquad (٥ . ٢٠)$$

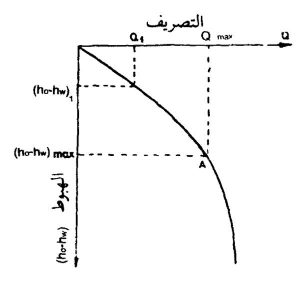
وحيث أن ثابت = C = $[\pi K/\ln(R/r_w)]$ وبوضعها في المعادلة (٢٠ . ٥) نحصل على المعادلة التالية :-

$$Q = C.(2h_o-(h_o-h_w))(h_o-h_w) = 2C\,h_o(h_o-h_w) - C(h_o-h_w)^2 \qquad (٥ . ٢١)$$

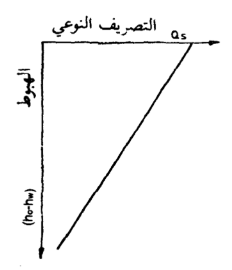
وحسب هذه المعادلة (٢١ . ٥) يمكن رسم منحنى يبين العلاقة بين Q و (h_o-h_w) أي $Q = f(h_o-h_w)$ وهذا يوضحه الشكل (٤-٥).

ويقسم المنحنى الذي يبين العلاقة $Q = f(h_o-h_w)$ إلى قسمين: الأول: يكون على شكل مستقيم (خطي). والثاني: على شكل قطع ناقص (Parabol) ويلاحظ أن المنحنى الخطي يبدأ في التغير عند وصول الهبوط في المستوى المائي إلى نقطة حرجة Critical Point حيث أن الزيادة الصغيرة في التصريف (dQ) يقابله هبوط كبير

في المستوى المائي بعد هذه النقطة. والتصريف الذي يقابل النقطة الحرجة هو التصريف الأعظم (Q_{max}) انظر الشكل (٤-٥) وتجدر الإشارة إلى أن المنحنى الذي يبين العلاقة بين التصريف النوعي والهبوط ($Q_s = f(h_o-h_w)$)والذي يعتمد على الصيغة المشتقة من المعادلة (٥.١٩) $Q = C(2h_o-(h_o-h_w))$ يكون على شكل تناقص خطي (شكل ٥-٥).



شكل (٤-٥) العلاقة بين التصريف والهبوط



(شكل ٥-٥) العلاقة بين التصريف النوعي والهبوط

ومن ناحية أخرى وبتفاضل طرفي المعادلة $Q = C.(h_o-h_w)(h_o+h_w)$ التي هي صيغة أخرى للمعادلة (٥ . ٤) نحصل على:

$$\frac{dQ}{dh} = h_o^2 - 2h_oh_w - 3h_w^2$$

ومن أجل الوصول إلى تصريف أعظم (Q_{max}) فيجب أن تكون :ـ

$$\frac{dQ}{dh} = 0$$

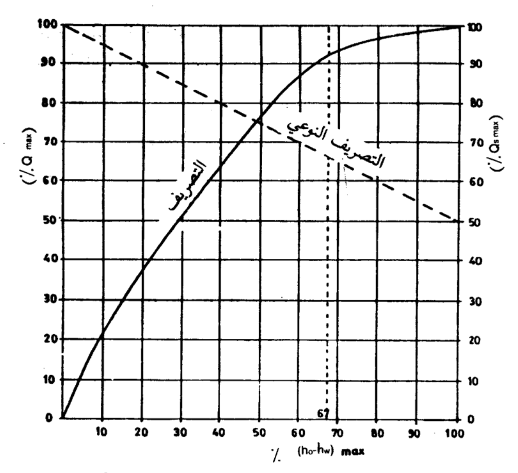
ولتحقيق ذلك يجب أن تكون $h_o = -h_w$ أو $h_o = 3h_w$

وفي حالة كون $(h_o = -h_w)$ فهذا غير منطقي وليس له معنى في حالتنا هذه، لذلك فان $h_o = 3h_w$ أو $h_w = h_o/3$ هي التي تبين حالة التصريف الأعظم Q_{max} للطبقات المائية الحرة. وعليه فإن: $(h_o-h_w) = 2/3h_o$ وهذا هو الهبوط الذي يصل فيه التصريف إلى حده الأعظم (Q_{max}) .

ويبين الشكل (٦-٥) العلاقة ما بين التصريف النوعي الأعظم $(Q_s)_{max}$ والتصريف الأعظم (Q_{max}) والهبوط الأعظم $(h_o-h_w)_{max}$ للطبقات المائية الحرة في حالة النظام المستقر أو الثابت والهبوط الأعظم هنا هو هبوط المستوى المائي حتى أسفل البئر، والهبوط ٥٠٪ هو الهبوط لغاية منتصف الطبقة المائية المشبعة، أما التصريف الأعظم فيدل على مقدار الماء الذي يمكن سحبه من البئر مقابل الهبوط ١٠٠٪.

ان البئر المثالية هي التي تصل فيها قيم التصريف والتصريف النوعي معا إلى أعلى قيمة، وهذا يقابله الهبوط ٦٧٪ (شكل ٦-٥)، لذلك يجب وضع مصافي في الثلث الأخير للآبار المحفورة في الطبقات المائية الحرة المتجانسة. ويتضح من الشكل (٦-٥) أنه عندما يصل الهبوط الأعظم إلى ٧٠٪ يمكن الحصول على تصريف مقداره ٩٢٪ ومن أجل الحصول على باقي التصريف (٨٪) فان ذلك سيقابله هبوط ٣٠٪ وهذا يزيد في تكاليف الضخ. لذلك فان الضخ الاقتصادي من البئر لا يزيد فيه الهبوط عن ٧٠٪ أي حوالي $2/3h_o$.

ان العلاقة بين التصريف والهبوط $Q = f(h_o-h_w)$ في الآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة، يمكن تحقيقها بطريقة مشابهة لحالة الآبار المحفورة في الطبقات



(شكل ٦-٥) العلاقة بين التصريف الأعظم والتصريف النوعي الأعظم والهبوط الأعظم

المـائية الحرة، اعتماداً على معادلة Duipuit للطبقات المائية المحصورة والموضحة بالمعادلة (١٦ . ٥) وكالتالي :-

$$Q = 2\pi Kb \frac{(h_o-h_w)}{\ln \frac{R}{r_w}} = \frac{2\pi\ T}{\ln \frac{R}{r_w}} \cdot (h_o-h_w)$$

وبوضع ثابت = $C = 2\pi T/\ln(R/r_w)$ في المعادلة السابقة نحصل على :-

$$Q = C.(h_o-h_w)$$

وهذه المعادلة صحيحة عندما لا يصل الهبوط (h_o-h_w) إلى داخل الطبقة المائية المحصورة وإلا فإن سمك الطبقة (b) في المعادلة (١٦ . ٥) لن يبقى ثابتا. ومن ناحية أخرى فان التصريف النوعي يبقى ثابت نظريا. وهذا يعني أن الزيادة في الهبوط يتناسب مع الزيادة في التصريف. وفي التطبيقات العملية يكون ذلك

صحيحا لقيم الهبوط الصغيرة ولا يكون صحيحا لقيم الهبوط الكبيرة وذلك بسبب فاقد العلو (head loss) .

(٥-١-٥) العلاقة ما بين التصريف وقطر البئر في النظام الثابت:

يمكن ايجاد العلاقة بين التصريف وقطر البئر المحفورة في الطبقات المائية الحرة نظريا اعتماداً على المعادلة (٤ . ٥) التالية :ـ

$$Q = \frac{\pi K(h_o^2 - h_w^2)}{\ln \frac{R}{r_w}}$$

وعلى فرض أن K ، h_o ، h_w ثابتة والمصطلح C ثابت أيضا. فاننا نستطيع اعادة كتابة المعادلة السابقة بالشكل التالي :ـ

$$Q = \frac{C}{\ln \frac{R}{r_w}}$$

وحسب هذه المعادلة نستطيع حساب التصريف المتوقع بناء على نصف قطر البئر نظريا. والجدول (١-٥) يبين العلاقة بين التصريف والقطر لبئر محفورة في طبقة مائية حرة نصف قطرها التأثيري (R) يساوي ١٢٠ متر.

	نصف القطر (بالانش)						
	6'	12'	18'	24'	30'	36'	48'
التصريف (٪)	100	110	117	122	127	131	137
		100	106	111	116	119	125
			100	104	108	112	117
				100	104	107	112
					100	103	108
						100	105

جدول (١-٥) العلاقة بين التصريف والقطر لبئر محفورة في طبقة مائية حرة نصف قطرها التأثيري يساوي ١٢٠م

(من Erguvanli, 1973)

يتضح من هذا الجدول أن البئر المحفورة بقطر (١٢) انش تعطي (١٠٠) وحدة تصريف بينما البئر المحفورة بقطر (٢٤) انش تعطي (١١١) وحدة تصريف. أي بزيادة (١١) وحدة تصريف. وهذا يعني أن زيادة القطر إلى الضعف يعني زيادة في التصريف بمقدار ١١٪.

والقيم الموضحة في الجدول (١-٥) تصلح للتصريف النوعي كذلك (Q_s). فمثلا إذا كان التصريف النوعي لبئر قطرها (٦) انش يساوي 5 lt/sec/m فان التصريف النوعي لبئر محفورة بنفس الطبقة المائية بقطر (٢٤) انش سيصبح مساويا 6.1 lt/sec/m أي بزيادة ٢٢٪.

ويعتبر نصف القطر التأثيري (R) للآبار المحفورة في الطبقات المحصورة أكبر بكثير من نصف القطر التأثيري للآبار المحفورة في الطبقات غير المحصورة. لذلك فان التصريف المتوقع من الزيادة في قطر هذه الآبار سيكون أقل. فمثلا إذا كان نصف القطر التأثيري لبئر محفورة في طبقة مائية (R = 1500 m) فان الزيادة المتوقعة في التصريف عند مضاعفة قطرها سيكون حوالي ٧٪. وهذا يدل على أن الزيادة في قطر الآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة لن يرافقه زيادة كبيرة في التصريف. ومن هنا تأتي أهمية اختيار أقطار الآبار المثالية وأهميتها الاقتصادية.

(٢-٥) الجريان غير الثابت أو غير المستقر

Transient or Unsteady Flow

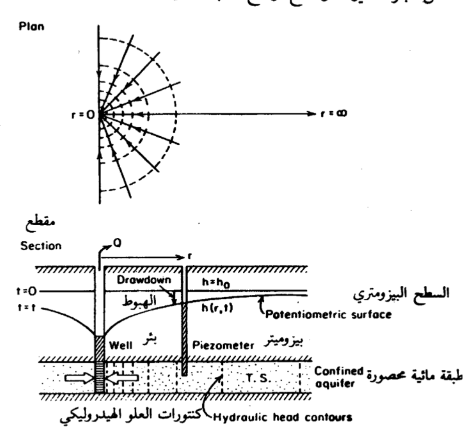
لقد تم وصف المعادلة التفاضلية للجريان المشبع وغير الثابت في بعدين أفقيين للطبقات المائية المحصورة ذات الناقلية T ومعامل التخزين S في الفصل الثالث (المعادلة (٣.١٠٢) وعلى الشكل التالي:ـ

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{Kb}\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t}$$

وحيث أن الهبوط في العنو الهيدروليكي أو في المستوى البيزومتري حول البئر يكون على شكل شعاعي، فإنه يفضل تحويل المعادلة (٣.١٠٢) إلى الاحداثيات الشعاعية اعتمادا على العلاقة $r = \sqrt{x^2+y^2}$ وبذلك تصبح المعادلة (Jacob 1950) بالشكل التالي:ـ

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (٥.٢٢)$$

وهذه المعادلة هي تعبير عن معادلة Laplace للجريان غير المستقر أو غير الثابت في الاحداثيات الاشعاعية وتعتبر المعادلة الاساسية للجريان في الآبار. ويمكن استعمالها للطبقات المائية غير المحصورة إذا اعتبرنا أن T ثابتة وأن الهبوط بالقرب من البئر صغير مقارنة مع ارتفاع الطبقة المائية.



(شكل ٧–٥) من (Freeze, cherry 1979)

ان الجريان الشعاعي هو خط أفقي ذو بعد واحد يمر عبر الطبقة المائية ويقع ما بين المسافة $r = 0$ إلى $r = \infty$ من البئر (شكل ٧–٥).

والعلو الهيدروليكي أو ارتفاع مستوى المياه الجوفية في البئر قبل الضخ (h_0) يبقى ثابتا عند أي مسافة من البئر وبعبارة أخرى فإن:-

$h(r, o) = h_0$. (لجميع قيم r)

وكذلك فإن الهبوط في العلو الهيدروليكي بعد الضخ ينتهي أو يتوقف على مسافة بعيدة من البئر (في اللانهاية) أي أن :ـ

$h(\infty,t) = h_o$ (لجميع قيم t)

وسرعة الضخ الثابتة في البئر (Q) :

$$\lim_{r \to 0} \left(r \frac{\partial h}{\partial r}\right) = \frac{Q}{2\pi T} \qquad \text{(لجميع قيم } t>0)$$

والحالة الأخيرة هي نتيجة لتطبيقات قانون دارسي في البئر.

ان الحل (r,t) أو $h_o - h(r,t)$ يصف حقل العلو الهيدروليكي في أي مسافة شعاعية وفي أي وقت بعد بداية الضخ.

(١-٢-٥) الطبقات المائية المحصورة Confined Aquifer

قام العالم Theis عام ١٩٣٥م. بتحليل وتطوير المعادلة (٥.٢٢) للآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة ذات الأقطار المتناهية في الصغر، مستفيداً من نظرية الجريان الحراري كنظير أو كقياس للوصول إلى الحل التحليلي للمعادلة (٥.٢٢) وحصل على المعادلة التالية :ـ

$$(h_o - h_w) = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}\, du}{u} \qquad (٥.٢٣)$$

حيث أن :

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \qquad (٥.٢٤)$$

ان الحل الرياضي للمعادلة (٥.٢٣) هو:ـ

$$h_o - h_w = \frac{Q}{4\pi T}\left[-0.577216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \ldots\right] \qquad (٥.٢٥)$$

وتعرف الدالة الموجـــودة بين القوسيـــن في المعادلـــة (٥.٢٥) بدالة البئر W(u) (Well function) وعليه يمكن كتابة المعادلة (٥.٢٥) بالشكل التالي :ـ

$$h_o - h_w = \frac{Q\,W(u)}{4\pi T} \qquad (٥.٢٦)$$

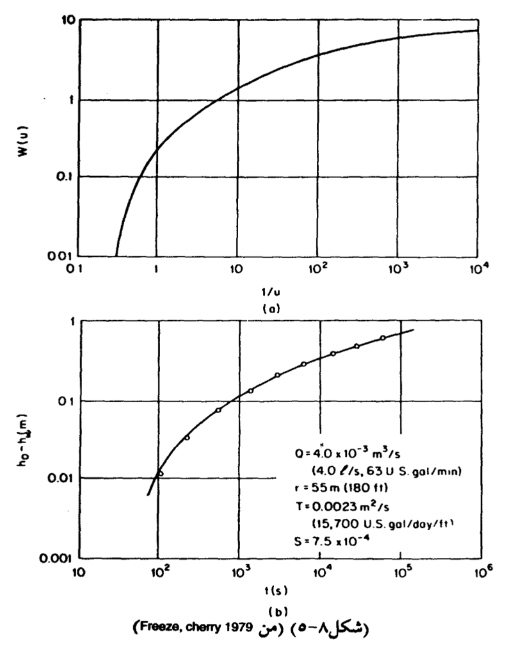
علما بأن كل من W(u). u ليس لها أبعاد. والجدول (٢-٥) يبين قيم W(u) مقابل u ويظهر في الشكل (٨-٥) a منحنى يبين العلاقة البيانية ما بين 1/u, W(u) ويدعى عادة بمنحنى Theis

u	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0
$\times 1$	0.219	0.049	0.013	0.0038	0.0011	0.00036	0.00012	0.000038	0.000012
$\times 10^{-1}$	1.82	1.22	0.91	0.70	0.56	0.45	0.37	0.31	0.26
$\times 10^{-2}$	4.04	3.35	2.96	2.68	2.47	2.30	2.15	2.03	1.92
$\times 10^{-3}$	6.33	5.64	5.23	4.95	4.73	4.54	4.39	4.26	4.14
$\times 10^{-4}$	8.63	7.94	7.53	7.25	7.02	6.84	6.69	6.55	6.44
$\times 10^{-5}$	10.94	10.24	9.84	9.55	9.33	9.14	8.99	8.86	8.74
$\times 10^{-6}$	13.24	12.55	12.14	11.85	11.63	11.45	11.29	11.16	11.04
$\times 10^{-7}$	15.54	14.85	14.44	14.15	13.93	13.75	13.60	13.46	13.34
$\times 10^{-8}$	17.84	17.15	16.74	16.46	16.23	16.05	15.90	15.76	15.65
$\times 10^{-9}$	20.15	19.45	19.05	18.76	18.54	18.35	18.20	18.07	17.95
$\times 10^{-10}$	22.45	21.76	21.35	21.06	20.84	20.66	20.50	20.37	20.25
$\times 10^{-11}$	24.75	24.06	23.65	23.36	23.14	22.96	22.81	22.67	22.55
$\times 10^{-12}$	27.05	26.36	25.96	25.67	25.44	25.26	25.11	24.97	24.86
$\times 10^{-13}$	29.36	28.66	28.26	27.97	27.75	27.56	27.41	27.28	27.16
$\times 10^{-14}$	31.66	30.97	30.56	30.27	30.05	29.87	29.71	29.58	29.46
$\times 10^{-15}$	33.96	33.27	32.86	32.58	32.35	32.17	32.02	31.88	31.76

SOURCE: Wenzel, 1942.

جدول (٢-٥) قيم W(u) مقابل قيم مختلفة لـ u

إذا كانت خواص الطبقة المائية S,T وسرعة الضخ (Q) معروفة فإنه من الممكن التنبؤ بمقدار الهبوط في العلو الهيدروليكي (المستوى البيزومتري) عند أي مسافة من البئر المحفورة في طبقة مائية محصورة في أي زمن (t) بعد بداية الضخ. حيث يتم حساب U من المعادلة (٢٤ . ٥) وايجاد قيمة W(u) من الجدول (٢-٥) وبوضعها في المعادلة (٢٦ . ٥) يمكن ايجاد الهبوط (ho-hw) في العلو الهيدروليكي. والشكل (٨-٥)b يبين العلاقة ما بين قيم الهبوط المحسوبة (ho-hw) مقابل الزمن للعناصر المحددة في الشكل. علما بأن العلاقة ما بين الهبوط المقاس حقليا بواسطة البيزوميتر مقابل الزمن لنفس الطبقة المائية لها نفس الشكل.



(شكل٨-٥) (من Freeze, cherry 1979)

a) العلاقة ما بين 1/u, W(u)

b) العلاقة ما بين t, (ho-hw)

لقد قام العالم Jacob عام 1946 بتبسيط المعادلة (٥.٢٥) حيث لاحظ أنه للقيم الصغيرة لـ (r) وللقيم الكبيرة لـ (t) تكون u<0.01 وقام بإهمال المصطلحات التي تأتي بعد أول مصطلحين في المعادلة وبذلك أصبحت المعادلة (٥.٢٥) على الشكل التالي :-

$$(h_o-h_w) = \frac{Q}{4\pi T}(-0.577216-\ln\frac{r^2S}{4Tt}) \qquad (٥ . ٢٦)$$

وبإعادة كتابة المعادلة (٢٦ . ٥) بالشكل التالي :-

$$(h_o-h_w) = \frac{Q}{4\pi T}(\ln\frac{4Tt}{r^2S} -0.577216)$$

وباختزال هذه المعادلة نحصل على :-

$$(h_o-h_w) = \frac{Q}{4\pi T}\ln\frac{2.25Tt}{r^2S} \qquad (٥ . ٢٧)$$

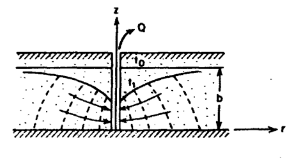
وحسب هذه المعادلة (٢٧ . ٥) يمكن حساب الهبوط مباشرة اعتماداً على r وعلى t لبئر محفورة في طبقة مائية محصورة ذات المعاملات (S,T,Q) المعروفة .

(٢-٢-٥) الطبقات المائية غير المحصوره (الحرة)

Unconfined or free Aquifers

يتغير معامل الناقلية (T) للطبقات المائية الحـــرة أثناء الضخ مع مـــرور الزمن (t) ومع تغير المسافة (r) من البئر. ويرجع ذلك إلى نقص السمك المشبع للطبقة المائية بسبب هبوط المستوى المائي أثناء الضخ .

وهذا يجعل حل المعادلة (٢٢ . ٥) للطبقات المائية الحرة صعبا. وحدوث مركبات جريان عمودية بالقرب من البئر (شكل ٩-٥) يلغي فرضية (Duipuit) . وإذا كان الهبوط في المستوى المائي صغيراً بالمقارنة مع السمك المشبع للطبقة المائية (h_o) قبل الضخ ، فإنه يمكن تطبيق حل Theis و Jacob للمعادلة (٢٢ . ٥) واستعمالها للطبقات المائية غير المحصورة أيضاً.



الجريان بالقرب من البئر

(شكل ٩-٥) (من freeze, cherry 1979)

لقد عرض العالم Boulton عام ١٩٥٤ حلا لحساب الهبوط في المستوى المائي تسرى صحته إذا تجاوز عمق الماء في البئر $0.5h_o$ ووضع معادلة لتحقيق ذلك تدعى معادلة Boulton وهي :ـ

$$(h_o - h_w) = \frac{Q}{2\pi K h_o}(1 + C_K)V(t', r') \qquad (٥ . ٢٨)$$

حيث أن C_k هو معامل التصحيح (Correction factor) و $V(t',r')$ هي دالة بئر (Boulton's Well function). Boulton والمعرفة بالشكل التالي :ـ

$$t' = \frac{Kt}{Sh_o} \qquad (٥ . ٢٩)$$

$$r' = \frac{r}{h_o} \qquad (٥ . ٣٠)$$

يتم ايجاد قيم $V(t',r')$ من الجدول (٣-٥) من أجل تطبيق المعادلة (٥ . ٢٨) بعد حساب كل من t' من المعادلة (٥ . ٢٩) و r' من المعادلة (٥ . ٣٠). ويتراوح معامل التصحيـــــح C_k ما بين 0.30 إلى 0.16 . وعندما تكون t' ما بين 0.05-5 تؤخذ C_k وبنسبة خطأ أقل من ٦٪ على أنها مساوية للصفر. أما عندما تكون t' أقل من 0.05 فـــإن C_k تعتمد على مجموعة من العوامل (ارجع إلى Boulton 1954) حيث أن القيم الصغيرة لـ t' تحدث أثناء مراحل الضخ الأولى. وعندما تكون $t'>5$ فإن C_k تكون دالة لـ r ويمكن الحصول عليها برسم منحنى من المعلومات التالية التي أخذت من (Bouwer 1978) اعتماداً على منحنى Boulton 1954

r'	0.03	0.04	0.06	0.08	0.1	0.2	0.4	0.6	0.8	1	2	4
C_k	−0.27	−0.24	−0.19	−0.16	−0.13	−0.05	0.02	0.05	0.05	0.05	0.03	0

إذا كان $Kt/Sh_o>5$ فإن ارتفاع المستوى المائي h_w في البئر يمكن حسابها من المعادلة التالية :ـ

$$h_w^2 = h_o^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln\left(1.5\sqrt{\frac{Kt}{Sr_w}}\right) \qquad (٥ . ٣١)$$

وإذا كانت $0.05<Kt<5$ فإن h_w يمكن حسابها كما يلي :ـ

$$h_w = h_o - \frac{Q}{2\pi K h_o}\left(m + \ln\frac{h_o}{r_w}\right) \qquad (٥ . ٣٢)$$

حيث أن m هي دالة Kt/Sh_o ويمكن الحصول عليها من رسم منحنى خلال النقاط التالية : (Boulton 1954)

جدول (٣-٥) قيم المعامل $V(t',r')$ مقابل قيم مختلفة لـ r,t

Table 5.3 Values of the function $V(t', r')$ for different values of t' and r'

t' \ r'	0.001	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007	0.008	0.009	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.01	2.99	2.30	1.90	1.64	1.42	1.28	1.15	1.04	0.95	0.875	0.474	0.322	0.240	0.192	0.158	0.135	0.118	0.104
0.02	3.68	2.97	2.58	2.30	2.09	1.92	1.76	1.64	1.52	1.42	0.860	0.610	0.468	0.378	0.316	0.270	0.236	0.210
0.03	4.08	3.40	3.00	2.70	2.46	2.28	2.13	2.00	1.88	1.79	1.18	0.860	0.675	0.555	0.465	0.400	0.350	0.310
0.04	4.35	3.68	3.26	2.98	2.75	2.58	2.42	2.29	2.17	2.06	1.42	1.07	0.850	0.710	0.600	0.525	0.460	0.410
0.05	4.58	3.90	3.49	3.20	2.96	2.79	2.64	2.50	2.38	2.28	1.60	1.24	1.010	0.850	0.725	0.630	0.560	0.500
0.06	4.76	4.06	3.65	3.36	3.15	2.96	2.80	2.68	2.56	2.45	1.78	1.40	1.15	0.970	0.840	0.735	0.650	0.585
0.07	4.92	4.20	3.80	3.51	3.30	3.12	2.96	2.82	2.70	2.60	1.91	1.54	1.28	1.09	0.950	0.835	0.740	0.670
0.08	5.08	4.34	3.94	3.65	3.42	3.24	3.09	2.95	2.84	2.72	2.04	1.65	1.39	1.20	1.04	0.925	0.825	0.750
0.09	5.18	4.47	4.05	3.75	3.54	3.35	3.20	3.05	2.95	2.84	2.14	1.75	1.50	1.29	1.14	1.02	0.910	0.825
0.1	5.24	4.54	4.14	3.85	3.63	3.45	3.30	3.15	3.04	2.94	2.25	1.85	1.58	1.38	1.22	1.09	0.985	0.890
0.2	5.85	5.15	4.78	4.50	4.28	4.10	3.93	3.80	3.66	3.56	2.87	2.46	2.20	1.98	1.80	1.65	1.52	1.42
0.3	6.24	5.50	5.12	4.85	4.61	4.43	4.28	4.14	4.01	3.90	3.24	2.84	2.54	2.32	2.14	1.98	1.85	1.74
0.4	6.45	5.75	5.35	5.08	4.85	4.67	4.50	4.38	4.26	4.15	3.46	3.05	2.76	2.54	2.36	2.20	2.07	1.96
0.5	6.65	6.00	5.58	5.25	5.00	4.85	4.70	4.55	4.45	4.30	3.65	3.24	2.95	2.72	2.52	2.38	2.24	2.14
0.6	6.75	6.10	5.65	5.40	5.15	4.98	4.82	4.68	4.56	4.45	3.76	3.37	3.09	2.85	2.67	2.50	2.38	2.26
0.7	6.88	6.20	5.80	5.50	5.25	5.08	4.92	4.80	4.68	4.55	3.90	3.50	3.20	2.99	2.80	2.64	2.50	2.38
0.8	7.00	6.25	5.85	5.60	5.35	5.20	5.00	4.90	4.80	4.65	3.96	3.55	3.26	3.05	2.86	2.71	2.58	2.46
0.9	7.10	6.35	6.00	5.70	5.50	5.30	5.12	5.00	4.90	4.75	4.05	3.65	3.36	3.15	2.96	2.80	2.66	2.55
1	7.14	6.45	6.05	5.75	5.55	5.35	5.20	5.05	4.95	4.83	4.10	3.74	3.45	3.22	3.04	2.90	2.75	2.64
2	7.60	6.88	6.45	6.15	5.92	5.75	5.60	5.50	5.35	5.25	4.59	4.18	3.90	3.68	3.50	3.34	3.20	3.09
3	7.85	7.15	6.70	6.45	6.20	6.00	5.85	5.75	5.60	5.50	4.82	4.42	4.12	3.90	3.72	3.57	3.45	3.31
4	8.00	7.28	6.85	6.58	6.35	6.15	6.00	5.90	5.75	5.70	4.95	4.55	4.26	4.04	3.86	3.70	3.59	3.46
5	8.15	7.35	7.00	6.65	6.50	6.25	6.10	6.00	5.85	5.80	5.05	4.68	4.40	4.19	4.00	3.85	3.71	3.60
6	8.20	7.50	7.10	6.75	6.55	6.35	6.20	6.10	5.95	5.85	5.20	4.78	4.50	4.26	4.09	3.92	3.80	3.69
7	8.25	7.55	7.15	6.85	6.62	6.40	6.30	6.20	6.05	5.95	5.25	4.85	4.58	4.35	4.18	4.00	3.90	3.78
8	8.30	7.60	7.20	6.90	6.70	6.50	6.35	6.25	6.10	6.05	5.30	4.92	4.65	4.40	4.25	4.10	3.95	3.82
9	8.32	7.65	7.25	7.00	6.75	6.55	6.40	6.30	6.15	6.10	5.35	5.00	4.70	4.49	4.30	4.15	4.00	3.90
10	8.35	7.75	7.35	7.05	6.80	6.60	6.45	6.35	6.20	6.14	5.40	5.02	4.80	4.52	4.35	4.19	4.05	3.92

(continued on page

Table 5.3 (Continued)

t' \ r'	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1	2	3	4	5
0.01	0.093	0.0430	0.0264	0.0180	0.0132	0.0100	0.0078	0.0062	0.0049	0.0040	0.00057	0.00015		
0.02	0.187	0.0865	0.0530	0.0365	0.0268	0.0205	0.0160	0.0125	0.0100	0.0081	0.00118	0.00020		
0.03	0.278	0.130	0.0800	0.0550	0.0405	0.0310	0.0240	0.0190	0.0150	0.0122	0.00184	0.00032		
0.04	0.368	0.174	0.107	0.0735	0.0540	0.0415	0.0322	0.0255	0.0202	0.0165	0.00244	0.00043		
0.05	0.450	0.215	0.133	0.0920	0.0675	0.0520	0.0400	0.0320	0.0255	0.0206	0.00305	0.00055		
0.06	0.530	0.257	0.160	0.110	0.0810	0.0610	0.0478	0.0380	0.0305	0.0250	0.00365	0.00065		
0.07	0.610	0.298	0.186	0.130	0.0950	0.0725	0.0565	0.0450	0.0360	0.0292	0.00430	0.00078		
0.08	0.680	0.340	0.214	0.148	0.108	0.0825	0.0645	0.0510	0.0412	0.0336	0.00500	0.00090		
0.09	0.750	0.378	0.236	0.164	0.122	0.0930	0.0730	0.0585	0.0470	0.0380	0.00570	0.00105		
0.1	0.815	0.415	0.260	0.180	0.134	0.103	0.0805	0.0640	0.0515	0.0420	0.00635	0.00118		
0.2	1.32	0.750	0.500	0.359	0.268	0.208	0.165	0.132	0.107	0.0880	0.0145	0.00278		
0.3	1.64	1.02	0.700	0.515	0.392	0.308	0.246	0.200	0.164	0.135	0.0238	0.00490		
0.4	1.86	1.22	0.870	0.650	0.510	0.405	0.328	0.268	0.220	0.182	0.0350	0.00750	0.00160	0.00038
0.5	2.03	1.37	1.00	0.770	0.610	0.490	0.400	0.330	0.275	0.230	0.0450	0.0104	0.00240	0.00056
0.6	2.16	1.49	1.12	0.875	0.700	0.570	0.468	0.390	0.325	0.276	0.0580	0.0138	0.00320	0.00080
0.7	2.28	1.60	1.22	0.965	0.775	0.640	0.525	0.445	0.375	0.320	0.0715	0.0175	0.00425	0.00108
0.8	2.36	1.69	1.30	1.04	0.850	0.715	0.600	0.500	0.425	0.364	0.0840	0.0212	0.00525	0.00140
0.9	2.45	1.75	1.38	1.11	0.920	0.775	0.650	0.550	0.475	0.404	0.0980	0.0260	0.00630	0.00165
1	2.54	1.85	1.45	1.18	0.975	0.825	0.700	0.595	0.510	0.444	0.113	0.0310	0.00840	0.00235
2	2.97	2.29	1.88	1.60	1.38	1.22	1.07	0.950	0.840	0.750	0.259	0.0950	0.0330	0.0115
3	3.20	2.50	2.10	1.82	1.60	1.42	1.28	1.15	1.05	0.960	0.388	0.165	0.0700	0.0275
4	3.36	2.66	2.25	1.97	1.75	1.58	1.42	1.30	1.20	1.10	0.495	0.235	0.112	0.0535
5	3.49	2.78	2.38	2.09	1.87	1.69	1.54	1.42	1.30	1.21	0.580	0.300	0.150	0.0715
6	3.59	2.90	2.47	2.18	1.95	1.78	1.65	1.52	1.40	1.30	0.660	0.360	0.195	0.0990
7	3.66	2.96	2.55	2.25	2.04	1.85	1.70	1.58	1.48	1.38	0.730	0.415	0.230	0.125
8	3.74	3.00	2.60	2.32	2.11	1.94	1.79	1.66	1.55	1.44	0.790	0.465	0.272	0.155
9	3.80	3.09	2.67	2.39	2.17	2.00	1.85	1.72	1.60	1.50	0.850	0.515	0.307	0.182
10	3.84	3.12	2.74	2.45	2.24	2.05	1.90	1.77	1.65	1.55	0.890	0.550	0.340	0.210

Note: For $t' > 5$, $V(t', r')$ is about equal to $0.5W[(r')^2/4t]$, which is the well function in Table 5.2

Source: From Boulton, 1954.

ملحق جدول (٣-٥)

Kt/sh_o	0.05	0.2	0.2	1	5
m	-0.043	-0.043	0.087	0.512	1.288

لقد قام العالم Neuman 1975 بتطوير معادلة Boulton بعد دراسته لهبوط المستوى المائي في الطبقات المائية غير المحصورة ووضع معادلة لحساب معدل الهبوط (Avera-ge draw down) في أي مسافة شعاعية (r) من بئر الضخ وفي أي زمن (t) بمعلومية h_o, K_z, K_r, S_y, S وبالشكل التالي :-

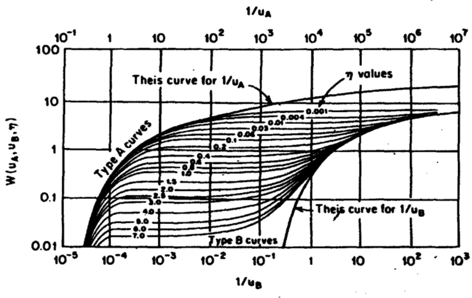
$$(h_o - h_w) = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(U_A, U_B, \eta) \qquad (٥.٣٣)$$

حيث تعرف $W(U_A, U_B, \eta)$ بدالة البئر غير المحصورة (Unconfined Well Function) وتحسب η إذا كانت الطبقة المائية غير المحصورة متشابهة حسب المعادلة التالية :-

$$\eta = \frac{r^2}{h_o^2} \qquad (٥.٣٤)$$

أما إذا كانت الطبقة المائية غير المحصورة غير متشابهة (Anistropic) وموصليتها الهيدروليكية الأفقية هي K_r وموصليتها الهيدروليكية العمودية هي K_z فإن العنصر η يحسب من المعادلة التالية :-

$$\eta = \frac{r^2 K_z}{h_o^2 K_r} \qquad (٥.٣٥)$$



المنحنيات النظرية لـ $W(U_A, U_B, \eta)$ مقابل $\frac{1}{U_A}$، $\frac{1}{U_B}$ لطبقة مائية غير محصورة ولقيم مختلفة لـ η (شكل ١٠-٥) (after Neuman 1975 a)

يظهر في الشكل (٥-١٠) المنحنيات النظرية لـ($w(U_A, U_B\ \eta)$ مقابل $\frac{1}{U_A}$ ، $\frac{1}{U_B}$ لطبقة مائية غير محصورة ولقيم مختلفة لـ η . ويحسب الهبوط المبكر اعتهادا على المنحنيات A (A Curves) الواقعة على يسار منحنى Theis حسب المعادلة التالية :ـ

$$(h_o-h_w) = \frac{Q}{4\pi T}\ w\ (U_A, \eta) \qquad (٥.٣٦)$$

حيث أن :ـ

$$U_A = \frac{r^2 S}{4Tt} \qquad (٥.٣٧)$$

ويعتبر معامل التخزين (S) هو المسؤول عن وصول الماء إلى البئر. كذلك فإن هبوط المستوى المائي في الوقت اللاحق يحسب اعتهاداً على المنحنيات (B Curves) B الواقعة على يمين منحنى Theis وحسب المعادلة التالية :ـ

$$(h_o-h_w) = \frac{Q}{4Tt}\ w\ (U_B, \eta) \qquad (٥.٣٨)$$

حيث أن

$$U_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt}$$

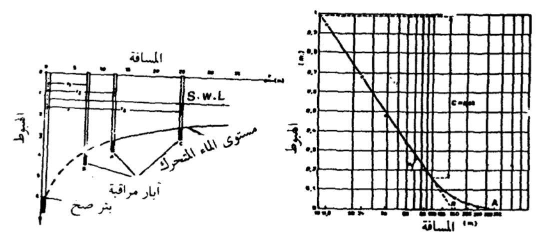
ويعتبر العطاء النوعي S_y (Specific Yield) هو المسؤول عن تأخّر وصول الماء إلى البئر.

وبذلك يمكن التنبؤ بمعدل الهبوط في المستوى المائي للطبقات غير المحصورة بـ[illegible]طيات التي ذكرناها سابقاً، وتجدر الاشارة إلى أن معامل [illegible]ـة T للطبقات المائية المتشابهة، حيث $K_z = K_r$ يمكن حسابها على أساس أن $T = K_r.h_o$ (لقد عبرنا عن السمك المشبع بالرمز b سابقا وهو نفسه h_o في هذه الحالة).

(٥-٢-٣) ايجاد نصف قطر البئر التأثيري R في النظام غير المستقر أو غير الثابت

يعتمد تغير نصف قطر البئر التأثيري في النظام غير الثابت على المعاملات الهيدروليكية وعلى مدة الضخ. ويمكن ايجاد R برسم علاقة ما بين الهبوط في مستوى المياه الجوفية والمسافة r عن بئر الضخ، ويتحقق ذلك بوجود آبار مراقبة كافية بجوار بئر الضخ.

وترسم العلاقة $(ho-hw) = f(\log r)$ على ورق نصف لوغاريتمي كما هو موضح في الشكل (١١-٥) والنقطة التي يكون فيها الهبوط على المنحنى يساوي صفـــــــــر (A) تعطي نصف قطر البئر التأثيري (انظر الشكل ١١-٥) ويفضل مد الجزء المستقيم (الخطي) من المنحنى لإيجـــــاد R .



ايجاد نصف القطر التأثيري لبئر ضخ من قياسات عدد من آبار المراقبة تبعد مسافات مختلفة عن البئر الانتاجي

(شكل ١١-٥)

ومن جهة أخرى يمكن ايجاد نصف قطر البئر التأثيري من المعادلة (٢٧ . ٥) التالية :ـ

$$(ho-hw) = \frac{Q}{4\pi t} \ln \frac{2.25Tt}{r^2}$$

وفي النقطة التي يكون فيها الهبوط مساويا للصفر يصبح : $r = R$ و $2.25Tt/R^2$ $S =$

وهنا (٤٠ . ٥)

$$R = 1.5\sqrt{\frac{T.t}{S}}$$

ان قيمة R من المعادلة (٤٠ . ٥) هي تقريبية . وقيمتها من المنحنى تكون أصغر.

(٤-٢-٥) العلاقة بين الهبوط والمسافة في النظام غير الثابت أو غير المستقر :ـ

يمكن ايجاد علاقة بين الهبوط والمسافة في النظام غير الثابت اعتمادا على معادلة (Jacob) (٢٧ . ٥) والتي يمكن اعادة كتابتها بالشكل التالي :ـ

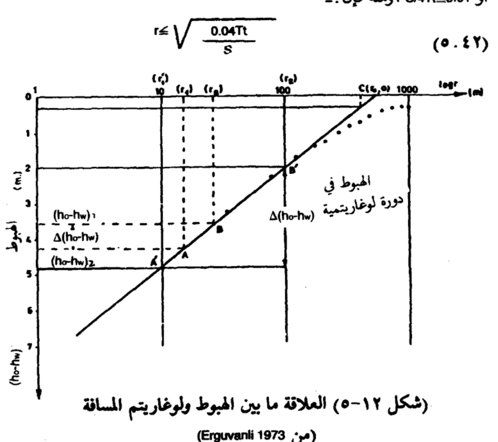
$$(h_o-h_w) = 0.183\ \frac{Q}{T}\ \log\ \frac{2.25\ Tt}{r^2 S} \qquad (٥ . ٤١)$$

ان قيم Q,T,S تبقى ثابتة في حالة الضخ من الآبار المحفورة في الطبقات المائية بسرعة ثابتة، أما قيم t, r, (ho-hw) فإنها تتغير. وإذا تم قياس الهبوط (ho-hw) من بئر تقع على مسافة (r) من بئر الضخ في الزمن (t) ، فإنه يلاحظ أن الهبوط يتناسب طرديا مع $\log(C/r^2)$ حيث أن C هو ثابت لقيم Q, T, S غير المتغيرة. ويمكن كتابة $\log(C/r^2)$ بالشكل $1/2(\log(C^{\frac{1}{2}}/r))$.

ان المنحنى $h_o-h_w = f(\log r)$ في الشكل (١٢-٥) قد تم رسمه من قيم الهبوط في آبار المراقبة المجاورة لبئر الضخ في نفس اللحظة (t) . ويلاحظ أن قيم الهبوط المقاسة من آبار المراقبة الواقعة بعد مسافة معينة (r) لا تقع على الجزء المستقيم «الخطي» من المنحنى.

وكما أشرنا سابقا فإن معادلة Jacob (٢٧ . ٥) تسري صحتها في حالة $U \leq 0.01$ أو $r^2S/4Tt \leq 0.01$ ومنه فإن :ـ

$$r \leq \sqrt{\frac{0.04Tt}{S}} \qquad (٥ . ٤٢)$$



(شكل ١٢-٥) العلاقة ما بين الهبوط ولوغاريتم المسافة

(من Erguvanli 1973)

واعتباراً من المسافة التي لا تحقق المعادلة السابقة (٤٢ . ٥) يمكن ملاحظة انحراف النقاط شكل (١٢-٥).

ان الفرق في الهبوط بين r_2, r_1 بحيث أن $r_1 = 10 r_2$ (دورة لوغاريتمية) تساوي $(h_o-h_w) - (h_o-h_w)_2$ ويمكن كتابتها بالشكل التالي:-

$$\Delta(h_o-h_w = 0.183 \frac{Q}{T} \log \frac{2.25\,Tt}{r_1^2\,S} - 0.183 \frac{Q}{T} \log \frac{2.25\,Tt}{r_2^2\,S}$$

ومنه فإن:

$$\Delta(h_o-h_w = 0.183 \frac{Q}{T} \log(\frac{r_2}{r_1})^2 = 0.366 \frac{Q}{T} \log \frac{r_2}{r_1}$$

وفي الحالة الخاصة $r_1 = 10 r_2$ فإن:-

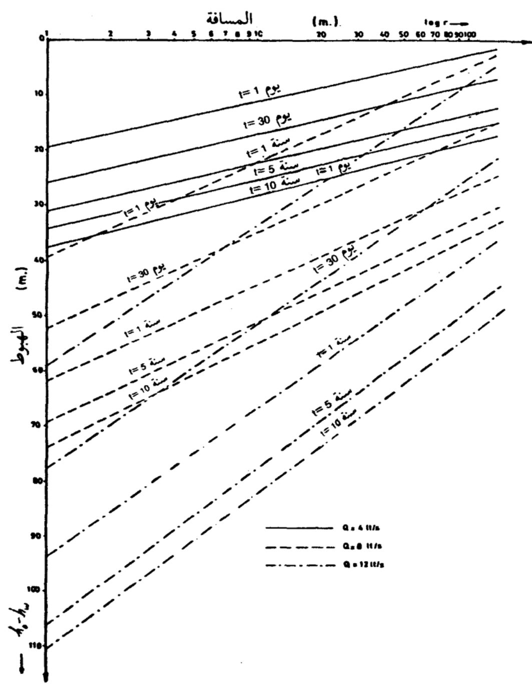
$$\Delta(h_o-h_w) = 0.336 \frac{Q}{T} \qquad (٥ . ٤٣)$$

كذلك يمكن إيجاد فرق الهبوط $\Delta(h_o-h_w)$ في دورة لوغاريتمية من المنحنى $h_o-h_w = f(\log t)$ بنفس الطريقة السابقة، حيث يتم قياس الهبوط في أزمنة مختلفة (t) ومن مسافة (r) ثابتة من بئر الضخ، وترسم علاقة بين الهبوط والزمن. وبتطبيق المعادلات السابقة. يمكن ايجاد فرق الهبوط $\Delta(h_o-h_w)$ في دورة لوغاريتمية، أي بين t_1 و t_2 عندما تكون $t_1 = 10\, t_2$ وبذلك نحصل على المعادلة التالية:-

$$\Delta(h_o-h_w = 0.183 \frac{Q}{T} \qquad (٥ . ٤٤)$$

ومن هنا نستنتج أن ميل المنحنى $(h_o-h_w) = f(\log r)$ يساوي ضعف ميل المنحنى $(h_o-h_w) = f(\log t)$ في حالة الضخ من طبقة مائية بسرعة ثابتة. وهذا يعني أن رسم المنحنى $(h_o-h_w) = f(\log t)$ اعتماداً على معطيات بئر مراقبة واحدة في حالة وجودها يقودنا إلى معرفة $\Delta(h_o-h_w)$ وبذلك يمكن رسم منحنى بضعف ميل $\Delta(h_o-h_w)$ يصف ميل المنحنى $(h_o-h_w) = f(\log r)$ لنفس التصريف من البئر. وهكذا فإن المنحنى $f(\log r)$ $= (h_o-h_w)$ الذي يحتاج رسمه إلى أكثر من بئر مراقبة، يمكن رسمه من قياس الهبوط (h_o-h_w) في الزمن (t) من خلال بئر واحدة للمراقبة.

يمكن معرفة التصريف والزمن والهبوط المنتظر في نقطة تقع على مسافة r من بئر الضخ برسم عائلة المنحنى $(h_o-h_w) = f(r,t,Q)$ لتصريفات (Q) مختلفة وأزمنة (t) مختلفة (شكل ١٣-٥). علماً بأن هذه القيم تفترض عدم وجود تغذية اضافية.



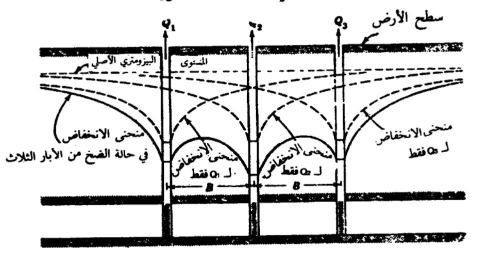
(شكل ١٣-٥) عائلة المنحنى $h_o - h_w = f(r,t,Q)$ لتصريفات مختلفة وأزمنة مختلفة

(من Erguvanli 1979)

(٣-٥) أنظمة الآبار المتعددة والتداخل

لقد سبق وعرفنا قطر البئر التأثيري الناتج عن ضخ المياه من الآبار بالمسافة الواقعة ما بين النقطة التي يتوقف فيها هبوط المستوى المائي أو السطح البيزومتري

ومركز البئر. وفي حالة حفر بئرين أو أكثر داخل هذه المسافة فإن مستوى المياه الجوفية سوف يهبط بسرعة عند الضخ من هذه الآبار بنفس الوقت، وكذلك فإن مخاريط الانخفاض لهذه الآبار سوف تتداخل مع بعضها وتسمى هذه الحادثة بالتداخل. ويبين الشكل (١٤-٥) سطح التداخل لثلاثة آبار محفورة داخل المساحة التأثيرية لبعضها. بعضاً في طبقة مائية محصورة.



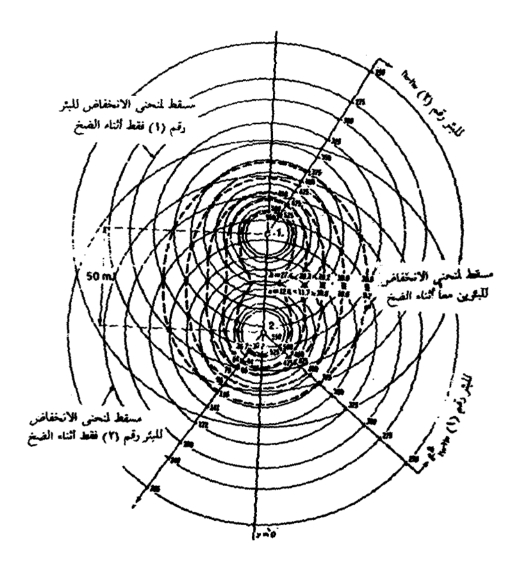
(شكل ١٤-٥) أسطح التداخل لعدة آبار محفورة في طبقة مائية محصورة نتيجة الضخ

(من TODD)

وإذا ما عرفنا مخروط الانخفاض للآبار المحفورة في الطبقات المائية الحرة أو المحصورة كل على حدة فيمكن عندئذ معرفة الوضع الجديد الذي سيأخذه مستوى المياه الجوفية الناتج من حادثة التداخل بواسطة الرسم (شكل ١٥-٥) ولمزيد من المعلومات ارجع إلى كتاب Dewiest 1965 .

وتجدر الاشارة إلى أن الاستغلال الاقتصادي للطبقات المائية يوجب اختيار المسافة المناسبة بين آبار الضخ ومراعاة تداخلها لما لذلك من تأثير سلبي على مستوى المياه الجوفية ومخزون الطبقات المائية. هذا مع العلم أنه يمكن الاستفادة من هذه الحادثة لتجفيف المستنقعات وتخفيض مستوى المياه الجوفية في الأماكن الانشائية لما قد يسببه ارتفاع منسوب المياه الجوفية من أخطار على الأعمال الانشائية وغير ذلك.

ان هبوط العلو الهيدروليكي في حالة الضخ من آكثر من بئر محفورة في طبقة مائية محصورة بنفس الوقت في أي نقطة واقعة في تلك الطبقة يساوي مجموع الهبوطات التي تحدث في كل بئر من الآبار على انفراد، فإذا كان التصريف من عدد من الآبار هو Q_1, Q_2, Q_3, Q_n فإن الهبوط في أي نقطة تبعد عن كل بئر من هذه الآبار مسافة r_1, r_2, r_3 على التوالي يمكن ايجاده من حل ـ Theis .



(شكل ١٥-٥) ايجاد سطح التداخل بطريقة الرسم لبئرين محفورين في طبقة مائية حرة متشابهة وأفقية أثناء الضخ من البئرين

(من DEWIEST)

وحسب المعادلة التالية :ـ

$$h_o-h_w=\frac{Q}{4\pi T}W(U_1)+\frac{Q_2}{4\pi T}W(U_2)+\ldots+\frac{Q_n}{4\pi T}W(U_n) \quad (٥ . ٤٥)$$

حيث أن :ـ $i = 1,2,3,...,n$ و $u_i=\frac{r_i^2 S}{4Tt_i}$

و t_i هو الزمن منذ بداية الضخ من البئر ذات التصريف Q_i .

كذلك يمكن ايجاد تصريف بئرين أو أكثر محفورين في طبقة مائية ويضخان في نفس الوقت، فمثلا إذا كانت المسافة بين بئرين محفورين في طبقة مائية محصورة هي B وكانت أنصاف أقطارها متساوية، والهبوط في كلا البئرين متساوياً، والتصريف لفترة محددة من الزمن فإن :ـ $Q_1 = Q_2$

ان التصريف من البئر المفرد يمكن ايجاده من المعادلة (١٦ . ٥) وبالشكل التالي :ـ

$$Q=\frac{2\pi Kb(h_o-h_w)}{\ln\frac{R}{r_w}}$$

وبما أن $R \geqslant B$ وبإعادة كتابتها بالصيغة $(R^2/r_wB) \geqslant (R/r_w)$ (وذلك بعد ضرب طرفي العلاقة بـ R/r_wB) وبوضعها في المعادلة (١٦ . ٥) عندما تكون $R/r = R^2/r_wB$ نحصل على التصريف Q_1 حسب المعادلة التالية :ـ

$$Q_1=Q_2=\frac{2\pi Kb(h_o-h_w)}{\ln\frac{R^2}{r_wB}} \quad (٥ . ٤٦)$$

علمًا بأن $Q_1>Q$.

وبطريقة مشابهة يمكن ايجاد التصريف من ثلاثة آبار تبعد عن بعضها مسافات متساوية (B) وتشكل مثلثا متساوي الأضلاع حسب المعادلة التالية :ـ

$$Q_1=Q_2=Q_3=\frac{2\pi Kb(h_o-h_w)}{\ln\frac{R^3}{r_wB}} \quad (٥ . ٤٦)$$

(٥-٤) الهبوط التدريجي Step drawdown

ان ضخ المياه من الآبار على مراحل متعددة ومتعاقبة دون توقف، يصاحبه هبوط تدريجي في مستوى المياه الجوفية. ويمكن حساب الهبوط في حالة الضخ

من بئر واحدة بشكل تدريجي وبسرعة غير ثابتة. فمثلا إذا كان التصريف البدائي لبئر هو Q_0، وزدنا سرعة الضخ إلى Q_1 ثم إلى Q_2 وهكذا حتى Q_n فإن الهبوط في مستوى المياه الجوفية عند المسافة (r) من بئر الضخ يمكن ايجاده حسب المعادلة التالية :ـ

$$(h_o - h_w) = \frac{Q_0}{4\pi T} W(U_0) + \frac{\Delta Q_1}{4\pi T} W(U_1) + \ldots + \frac{\Delta Q_m}{4\pi T} W(U_m) \qquad (٥.٤٨)$$

حيث أن :ـ

$$U_J = \frac{r^2 S}{4\pi t_J} \quad \text{و} \quad J = 0,1,2,\ldots m$$

و t_J هو الزمن منذ بداية الضخ بسرعة Q_J.

و $\Delta Q_m = Q_m - Q_{m-1}$

(٥-٥) الرجوع في مستوى المياه الجوفية Water Levels Recovery

بعد توقف عملية ضخ المياه من البئر، يبدأ مستوى المياه الجوفية بالرجوع التدريجي إلى وضعه الأصلي، ويمكن حساب الهبوط في البئر من قياس الرجوع في مستوى المياه الجوفية بعد توقف عملية الضخ. فإذا كان t هو الزمن منذ بداية الضخ و t_1 هو الزمن منذ بداية توقف الضخ فإن الهبوط عند المسافة (r) من بئر الضخ يمكن حسابه من المعادلة التالية :ـ

$$(h_o - h_w) = \frac{Q}{4\pi T} \left[W(u_1) - W(u_2) \right] \qquad (٥.٤٩)$$

حيث أن :ـ

$$u_1 = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

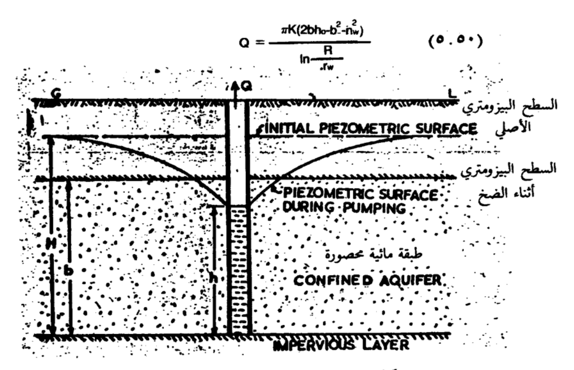
و

$$u_2 = \frac{r^2 S}{4Tt'}$$

(٥-٦) البئر الجذبية الارتوازية الكاملة Fully Penetrating Artesian Gravity Well

تسبب زيادة سرعة الضخ من الآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة، أحيانا هبوطا حادا في المستوى البيزومتري، وقد يصل الهبوط إلى أسفل السطح العلوي للطبقة المائية المحصورة. وتدعى مثل هذه الآبار بالآبار الارتوازية الجذبية المركبة (شكل ١٦-٥). وقد اقترح (MUSKAT) المعادلة التالية لحساب التصريف من هذه الآبار:ـ

$$Q = \frac{\pi K(2bh_o - b^2 - h_w^2)}{\ln\frac{R}{r_w}} \qquad (٥.٥٠)$$



(شكل ١٦-٥) بئري جذبي ارتوازي كامل

(من Bhagirath 1979)

(٧-٥) الآبار غير الكاملة Partially Penetrating Wells

تسمى الآبار التي لا تخترق الطبقة المائية حتى أسفلها بالآبار غير الكاملة (شكل ١٧-٥). ويمكن حساب التصريف من هذه الآبار حسب المعادلة التالية :ـ

$$Q_p = Q.G \qquad (٥.٥١)$$

حيث أن :ـ

Q_p هو تصريف البئر غير الكاملة .

Q هو تصريف البئر الكاملة الذي يقابله نفس الهبوط في مستوى المياه الجوفية الناتج من التصريف Q_p .

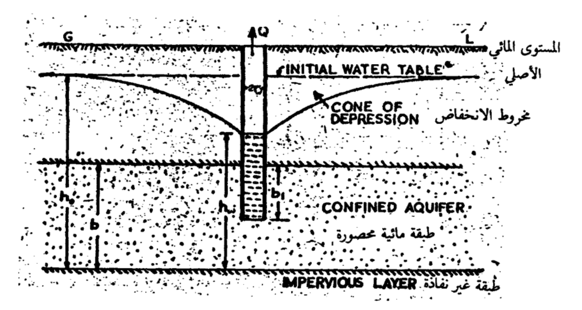
G هو عامل التصحيح (correction Factor) ويساوي Q_p/Q .

وفي حالة حفر بئر غير كاملة في طبقة مائية محصورة (شكل ١٧-٥) يمكن حساب التصريف من المعادلة التالية :ـ

$$Q_p = \frac{2\pi Kb(h_o - h_w)}{\ln \frac{R}{r_w}} .G \qquad (٥ . ٥٢)$$

واقترح Kozeny معادلة لتقدير G هي :ـ

$$G = \frac{b_1}{b} \left[1+7 \sqrt{\frac{r_w}{2b_1}} \cos \frac{\pi b_1}{2b} \right] \qquad (٣ . ٥٣)$$



(شكل ١٧-٥) بئر كامل

(من Bhagirath 1979)

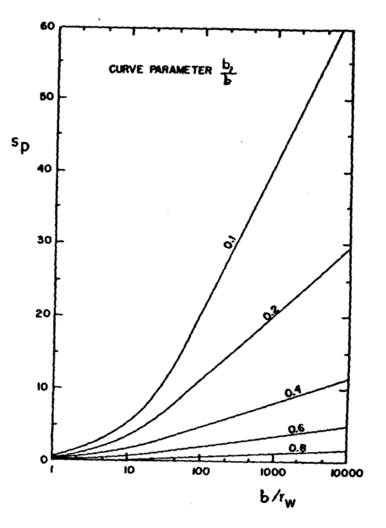
كذلك فقد طور (Hantush 1962, 1964) المعادلة التالية لحساب الهبوط في المستوى البيزومتري في الآبار غير الكاملة :ـ

$$(h_o - h_w) = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{2.25\, Tt}{r^2 S} + 2\, S_p \right) \qquad (٥ . ٥٤)$$

حيث أن S_p هو مصطلح بدون أبعاد يمكن قراءته من المنحنى الذي عرضه Sternberg 1978 ويبين العلاقة S_p مقابل b/r_w لقيم مختلفة لـ b_1/b (شكل ١٨-٥).

وقد اشتق Bouwer 1978 اعتمادا على المعادلة (٥ . ١٦) المعادلة التالية لحساب النسبة بين Q, Q_p والذي أسميناه بمعامل التصحيح (G) .

$$\frac{Q_p}{Q} = \frac{\ln \left(\frac{R}{r_w} \right)}{\ln \left(\frac{R}{r_w} \right) + S_p} \qquad (٥ . ٥٥)$$



(شكل ١٨-٥) منحنى يبين العلاقة S_p مقابل b/r_w لقيم مختلفة لـb_l/b

(من Sternberg 1973)

(٨-٥) الجريان الكروي في الآبار Spherical flow in a well

يعتبر الجريان الكروي حالة خاصة للجريان في الآبار غير الكاملة، ويحدث في اللحظة التي تخترق فيها البئر سطح الطبقة المائية المحصورة (شكل ١٩-٥) ولا تتغلغل داخلها. وتسمى البئر في هذه الحالة ببئر الجريان الكروي لأن الجريان باتجاه البئر يأخذ شكلا كرويا. وحيث أن الطول b_l في هذه الحالة يساوي صفرا، فإن التصريف في آبار الجريان الكروي يمكن حسابه من المعادلة التالية:-

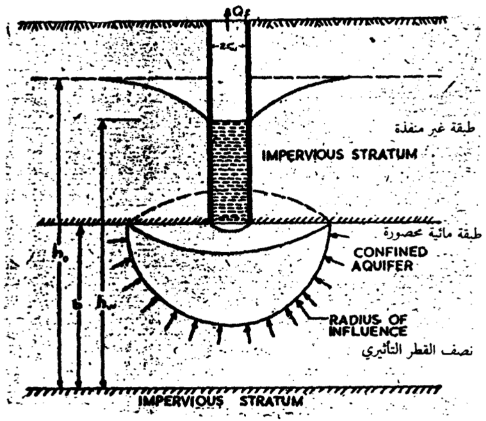
$$Q_r = 2\pi K r_w (h_o - h_w) \qquad (٥.٥٦)$$

وبما أن التصريف في حالة الجريان الشعاعى لبئر كاملة يحسب من المعادلة (٥.١٦) وكالتالي :-

$$Q = 2\pi K b \frac{(h_o - h_w)}{\ln \frac{R}{r_w}}$$

فإن :

$$\frac{Q_t}{Q} = \frac{r_w}{b} \ln \frac{R}{r_w} \qquad (٥.٥٧)$$



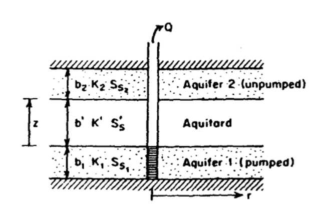
(شكل ١٩-٥) الجريان الكروي في الآبار

(من Bhagirath 1979)

(٩-٥) الطبقات المائية الراشحة Leaky Aquifers

الطبقة الراشحة هي احدى انواع الطبقات المائية وقد تم شرحها في الفصل الثاني. ومن أجل حساب الهبوط في مستوى المياه الجوفية الناتج عن ضخ المياه من بئر محفورة في طبقة مائية راشحة. دعنا نأخذ حالة طبقتين مائيتين سماكة الأولى b_1 وموصليتها الهيدروليكية الأفقية K_1 وتخزينها

النـــوعي S_{s1} . وسمـــاكـــة الثـــانيـــة b_2 وموصليتهـــا الهيدروليكيـــة الأفقيـــة K_2 وتخـــزينـهـا النـــوعي S_{s2} . وتفصل هاتين الطبقتين طبقة كتيمة نصف منفذة سماكتها b' وموصليتهـــا الهيدروليكية الأفقية K' وتخـزينهـــا النوعي S_s' (شكل ٢٠-٥).



(شكل تخطيطي لنظام الرشح لطبقتين مائيتين

(شكل ٢٠-٥) (من freeze, cherry 1979)

وعلى فرض أن الجريان في الطبقات المائيه أفقي وفي الطبقة الكتيمة عمودي ، فقد تمت دراسة نظرية الطبقات المائية الراشحة من قبل Jacob , Hantush ووضعوا حلولاً عددية كثيرة ومعقدة، وعرضوا في حلولهم المصطلح r/B (عنصر بدون أبعاد) حسب المعادلة التالية :ـ

$$\frac{r}{B} = r\sqrt{\frac{K}{K_1 b_1 D}} \qquad (٥.٥٨)$$

وبمطابقة ذلك في المعادلة (٥.٢٦) حسب Freeze and cherry أمكن كتابة حل (Hantush, Jacob) بالشكل التالي :ـ

$$h_0 - h_w = \frac{Q}{4\pi T} \, W\left(u, \frac{r}{B}\right) \qquad (٥.٥٩)$$

Table 5.4 Values of $W(u, r/B)$ for different values of u and r/B

u \ r/B	0.002	0.004	0.006	0.008	0.01	0.02	0.04	0.06	0.08	0.1	0.2	0.4	0.6	0.8	1	2	4	6	8
0	12.7	11.3	10.5	9.89	9.44	8.06	6.67	5.87	5.29	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.000002	12.1	11.2	10.5	9.89	9.44														
4	11.6	11.1	10.4	9.88	9.44														
6	11.3	10.9	10.4	9.87	9.44														
8	11.0	10.7	10.3	9.84	9.43														
0.00001	10.8	10.6	10.2	9.80	9.42	8.06													
2	10.2	10.1	9.84	9.58	9.30	8.06													
4	9.52	9.45	9.34	9.19	9.01	8.03	6.67												
6	9.13	9.08	9.00	8.89	8.77	7.98	6.67												
8	8.84	8.81	8.75	8.67	8.57	7.91	6.67												
0.0001	8.62	8.59	8.55	8.48	8.40	7.84	6.67	5.87	5.29										
2	7.94	7.92	7.90	7.86	7.82	7.50	6.62	5.86	5.29										
4	7.24	7.24	7.22	7.21	7.19	7.01	6.45	5.83	5.29	4.85									
6	6.84	6.84	6.83	6.82	6.80	6.68	6.27	5.77	5.27	4.85									
8	6.55	6.55	6.54	6.53	6.52	6.43	6.11	5.69	5.25	4.84									
0.001	6.33	6.33	6.32	6.32	6.31	6.23	5.97	5.61	5.21	4.83	3.51								
2	5.64	5.64	5.63	5.63	5.63	5.59	5.45	5.24	4.98	4.71	3.50								
4	4.95	4.95	4.95	4.94	4.94	4.92	4.85	4.74	4.59	4.42	3.48	2.23							
6	4.54				4.54	4.53	4.48	4.41	4.30	4.18	3.43	2.23							
8	4.26				4.26	4.25	4.21	4.15	4.08	3.98	3.36	2.23							
0.01	4.04				4.04	4.03	4.00	3.95	3.89	3.81	3.29	2.23	1.55	1.13					
2	3.35				3.35	3.35	3.34	3.31	3.28	3.24	2.95	2.18	1.55	1.13					
4	2.68				2.68	2.68	2.67	2.66	2.65	2.63	2.48	2.02	1.52	1.13	0.842				
6	2.30				2.30	2.29	2.29	2.28	2.27	2.26	2.17	1.85	1.46	1.11	0.839				
8	2.03					2.03	2.02	2.02	2.01	2.00	1.94	1.69	1.39	1.08	0.832				
0.1	1.82						1.82	1.82	1.81	1.80	1.75	1.56	1.31	1.05	0.819	0.228			
2	1.22						1.22	1.22	1.22	1.22	1.19	1.11	0.996	0.857	0.715	0.227			
4	0.702						0.702	0.702	0.701	0.700	0.693	0.665	0.621	0.565	0.502	0.210			
6	0.454						0.454	0.454	0.454	0.453	0.450	0.436	0.415	0.387	0.354	0.177	0.0222		
8	0.311						0.311	0.310	0.310	0.310	0.308	0.301	0.289	0.273	0.254	0.144	0.0218		
1	0.219									0.219	0.218	0.213	0.206	0.197	0.185	0.114	0.0207	0.0025	
2	0.049										0.049	0.048	0.047	0.046	0.044	0.034	0.011	0.0021	0.0003
4	0.0038											0.0038	0.0037	0.0037	0.0036	0.0031	0.0016	0.0006	0.0002
6	0.0004														0.0004	0.0003	0.0002	0.0001	0
8	0																		0

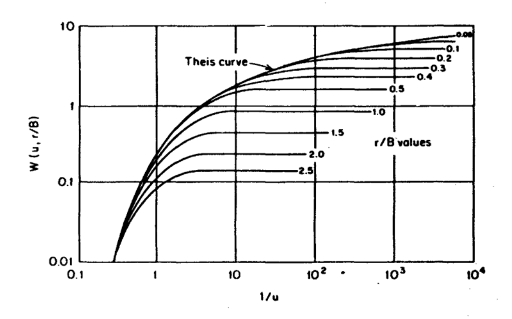
Source: From Hantush, 1956. Reference to the original article is made for more extensive tables and expression of $W(u, r/L)$ in more significant figures (see also Hantush, 1964).

جدول (٤-٥) قيم W(u,r/B) مقابل قيم مختلفة لـ r/B, u

وتعرف w(u,r/B) بدالة البئر للطبقة المائية الراشحة، ووضع Hantush 1956 جدولا يمكن بواسطته معرفة w(u,r/B) بمعلومية r/B, u (جدول ٤-٥) والشكل (٢١-٥) يبين العلاقة ما بين w(u,r/B) مقابل 1/u .

ويمكن حساب u للطبقة المائية التي يُضخ منها الماء من المعادلة (٥.٢٤) وبمعلومية معامل الناقلية $(T_1 = k_1b_1)$ ومعامل التخزين $(S_1 = S_{s1}b_1)$ للطبقة المائية و b́, Ḱ للطبقة الكتيمة، يمكن حساب r/B من المعادلة (٥.٥٨) w(u,r/B) من الشكل (٢١-٥) وبتطبيق المعادلة (٥.٥٩) يمكن حساب الهبوط في العلو الهيدروليكي الناتج عن أي تصريف (Q) عند أي مسافة شعاعية (r) من بئر الضخ في أي زمن t .

إذا كانت Ḱ للطبقة الكتيمة نصف المنفذة تساوي صفر فإن r/B تساوي صفر (المعادلة ٥.٥٨) وفي هذه الحالة وكما هو موضح في الشكل (٢١-٥) فإن حل Hantush و Jacob يتطابق مع منحنى Theis .



(شكل ٢١ - ٥) المنحنى النظري لـ w(u,r/B) مقابل 1/u لطبقة مائية راشحة

(after walton 1960)

ان حل Hantush-Jacob للطبقات المائية الراشحة الذي سبق شرحه لم

يتضمن خواص التخزين للطبقة الكتيمة، لذا فقد طوّر Neuman 1969 طريقة كاملة لحساب العلـــو الهيدروليـــــكي $h_{(r,z,t)}$ عند أي منسوب (z) داخل الطبقة الكتيمة وفي أي زمن (t) وعند أي مسافـــــة (r) من بئر الضخ. وقد أخذ بعين الاعتبار في طريقته خواص تخزين الطبقة الكتيمة وهذه الطريقة تحتاج إلى عدة صفحات من الجداول والمنحنيات (ارجع إلى ـ Neuman 1969).

تتميز الطبقة الكتيمة أو الطبقة الصادة للماء بنفاذيتها القليلة. وعندما تكون سماكتها أكثر بكثير من سماكة الطبقات المائية، تكون سعتها النوعية عالية جداً. وبعد مرور فترة معينة على ضخ المياه من البئر التي تخترق الطبقة المائية بشكل كامل يهبط مستوى المياه الجوفية، ومع مرور الزمن يبدأ رشح المياه من الطبقة الكتيمة أو الصادة العليا، يلعب دوره في تزويد البئر بالمياه حتى تصبح معظم المياه المنتجة من البئر آتية من رشح الطبقة الكتيمة. وتصبح الطبقة الكتيمة في كثير من الأحيان هي التي تؤمن المياه والطبقة المائية هي التي تنقلها إلى الآبار.

وإذا فرضنا أن الجريان في الطبقة المائية أفقي والرشح من الطبقة الكتيمة عمودي، فإنه يمكن التنبؤ بالعلو الهيدروليـــــــكي $h_{(r,t)}$ في نقطة معينة داخل الطبقة المائية ويمكن التنبؤ بالعلو الهيدروليكي $h_{(z,t)}$ في النقطة التي تعلوها في الطبقة الكتيمة. وذلك بتطبيق نظرية الجريان باتجاه واحد والتي طورهــــــــــا Karl Terzaghi فإذا اعتـبرنا أن سماكة الطبقة الكتيمة الواقعة بين طبقتين مائيتـــين منتجتين هي b' فإن العلو الهيدروليكي الثابت في الطبقة الكتيمة قبل بداية الضخ سيكون $h = h_0$ وسيكون الهبوط في العلو الهيدروليكي في الطبقات المجاورة بعد عملية الضخ يساوي Δh. وهذا النظام يمكن عرضه كمسألة القيم الحدية ذات البعد الواحد وكما يلي :ـ

اعتـماداً على المعادلة (٣.١٠٢) والمعادلة (٣.٣٩) يصبح شكل معادلة الجريان في بعد واحد كما يلي :ـ (Freeze, 1979)

$$\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{g(\alpha' + n'\beta)}{K'} \quad \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (٥/٦٠)$$

حيث أن :ـ

β : انضغاطية السائل.

α' : انضغاطية الطبقة الكتيمة أو الصادة للماء.

n' : مسامية الطبقة الكتيمة أو الصادة للماء.

ρ : كثافة السائل.

K' : الموصلية الهيدروليكية للطبقة الكتيمة أو الطبقة الصادة للماء.

ان العلو الهيـــدروليكي الثابت عند المنسوب z يساوي العلو الهيدروليكي قبل الضخ ويمكن التعبير عن هذه المرحلة بالشكل التالي :ـ

$$h_{(z,0)} = h_o$$

ان الهبوط في العلو الهيدروليكي في الطبقات المجاورة بعد مرور فترة زمنية معينة من بداية الضخ يمكن التعبير عنه بالشكل التالي :ـ

$$h_{(0,t)} = h_o - \Delta h$$

وكذلك فإن منسوب العلو الهيدروليكي عبر سماكة الطبقة الكتيمة بعد مرور فترة زمنية معينة من بداية الضخ يمكن التعبير عنه بالشكل التالي :ـ

$$h_{(b',t)} = h_o - \Delta h$$

لقد وجد Terzaghi 1925 حلا لمسألة القيم الحديـة هـذه، حيـث لاحـظ أن $(n' \ll \alpha')$ للطين في المعادلة (٥.٦٠). وجمع عناصر الطبقة الكتيمة بعنصر واحد سمـاه معـامـل التحميـل للطبقة الكتيمة (Coefficient of Consolidation) وعرفه كما يلي :ـ (Freeze 1979)

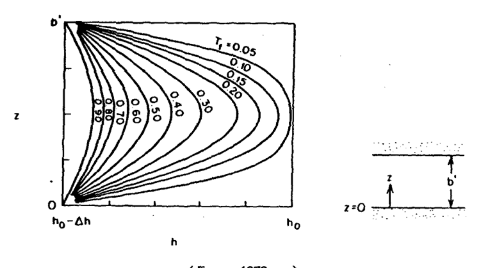
$$C_v = \frac{K'}{\rho g \alpha'} \qquad (٥.٦١)$$

وعرف كذلك معامل الزمن (معامل بدون أبعاد) كما يلي :ـ

$$T_f = \frac{4C_v t}{(b')^2} \qquad (٥.٦٢)$$

وبمعرفة C_v يمكـن معـرفـة T_f فـي أي زمـن (t) والشكـل (٢٢ - ٥) هو عرض بيانـي لحـل Terzaghi $h(z,T_f)$ وبواسطته يمكن التنبؤ بالعلو الهيدروليكي عند أي منسوب (z) في أي زمن داخل الطبقة الكتيمة الواقعة بين طبقتين منتجتين.

وفي الوقت الذي يمكن فيه معرفة الهبوط في العلـــو الهيــدرلــوليـكـي (Δh) في الطبقة المائية يمكن تطبيق هذا الحل للطبقة الكتيمة التي ترشح إلى طبقة مائية واحدة.



(من Freeze 1979)

(شكل ٢٢-٥) مسؤولية الطبقة الكتيمة في الهبوط التدريجي لطبقتين مائيتين متجاورتين

(١٠-٥) فواقــد البئــر Well Losses

يرجع سبب هبوط مستوى المياه الجوفية في الآبار أثناء الضخ إلى فواقد العلو (Head Losses) التي تشمل فاقد التكاوين (Formation Loss) وفاقد البئر (Well Loss).

ويؤخذ فاقد التكاوين عادة، على أنه هبوط مستوى المياه الجوفية في الطبقة المائية داخل البئر (h_o-h_w) أما فاقد البئر والذي يحدث عند تحرك المياه إلى البئر عبر نطاق الحصى والمصـافي وشقـوق مواسير التغليف فيؤخذ على أنه الهبوط (h_w-h_{iw}) (شكل ١-٥). وبما أن الجريان في الطبقة المائية صفائحي فإن الهبوط (h_o-h_w) سوف يتغير مع Q ومع أن الهبوط (h_o-h_w) يتغير مع الزمن إلا أن استمرار الضخ بسرعة ثابتة ولمـدة كافية يجعل الهبوط (h_o-h_w) يتغير بنسبة قليلة. ويعتبر الهبوط (h_o-h_w) النهائي اختبـاراً مباشراً لسرعة الضخ. وذلك بإهمال تأثير الهبوط على الناقلية إذا كانت الطبقة المائية حرة، وإذا رمزنا لفاقد التكاوين (h_o-h_w) بالرمز F_l فإنه يمكن القول أن (F_l) يتناسب مع Q أي أن :- $F_l \alpha Q$

ومنه فإن :ـ

$$F_L = C_f\, Q \qquad (٥ . ٦٣)$$

حيث أن C_f هو ثابت التناسب ويسمى ثابت التكاوين (Formation Constrant)

ان جريان المياه عبر نطاق الحصى خارج فتحات مواسير التغليف والمصافي وداخل البئر نفسه يكون مضطربا، وعليه يمكن أن نتوقع تغير فاقد البئر (h_w-h_{iw}) مع Q وإذا رمزنا إلى فاقد البئر بالرمز W_L فيمكن صياغة العلاقة التالية بين Q, W_L .

$$W_L \,\alpha\, Q^n$$

حيث أن الأس n ناتج عن حالة الاضطراب وعليه فإن :ـ

$$W_L = C_w Q^n \qquad (٥ . ٦٤)$$

ويدعى ثابت التناسب C_w بثابت البئر (Well Constant) .

لقد وضع العالم Jacob 1946 المعادلة التالية لحساب فاقد البئر على فرض أن $n = 2$:ـ

$$W_L = C_w Q^2 \qquad (٥ . ٦٥)$$

حيث أن :ـ

W_L : هو فاقد البئر (ft) .

C_w : ثابت البئر Sec^2/ft^5 .

Q : التصريف (ft^3/sec) .

إذا كانت الطبقة المائية منفذة إلى حد ما وأمكن ضخ المياه من البئر الانتاجية بسرعة تتجاوز 25gpm فإن قيمة C_w في المعادلة (٥ . ٦٥) يمكن حسابها من قياس الهبوط في مستوى المياه الجوفية عند ضخ المياه من البئر على مراحل (فحص الهبوط التدريجي) وذلك باستعمال المعادلة التالية : ـ Jacob 1946

$$C_w = \frac{\dfrac{\Delta h_i}{\Delta Q_i} - \dfrac{\Delta h_{i-1}}{\Delta Q_{i-1}}}{\Delta Q_{i-1} + \Delta Q_i} \qquad (٥ . ٦٦)$$

حيث أن (Δh) هي الزيادة في هبوط مستوى المياه الجوفية الناتج عن زيادة سرعة الضخ (ΔQ) وتؤخذ أبعاد (Δh) بالقدم (feet) بينما تؤخذ أبعاد (ΔQ) بالقدم المكعب في الثانية (ft^3/sec) أو Cfs (انظر إلى كيفية تحويل الوحدات في نهاية الكتاب .

ويتم ايجاد زيادة الهبوط (Δh) في كل مرحلة من الفرق بين مستوى الماء المقاس أو المراقب وامتداد منحنى منسوب الماء السابق (شكل ٢٣-٥). ويجب أن يكون الهبوط في كل مرحلة من مراحل الضخ لنفس الزمن في كل مرحلة ويمكن ايجاد قيمة C_w للمرحلة الأولى والثانية مثلا حسب المعادلة التالية:ـ

$$C_{w1,2} = \frac{\frac{\Delta h_2}{\Delta Q_2} - \frac{\Delta h_1}{\Delta Q_1}}{\Delta Q_1 + \Delta Q_2} \qquad (٥.٦٧)$$

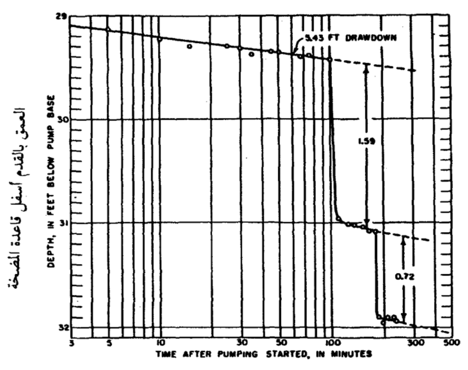
وللمرحلة الثانية والثالثة حسب المعادلة التالية:ـ

$$C_{w2,3} = \frac{\frac{\Delta h_3}{\Delta Q_3} - \frac{\Delta h_2}{\Delta Q_2}}{\Delta Q_2 + \Delta Q_3} \qquad (٥.٦٨)$$

وتفترض المعادلة (٥.٦٦) أن البئر مستقرة (Stable) وأن C_w لا تتغير بتغير سرعة ضخ المياه من البئر وتغير قيمة C_w في كل مرحلة من مراحل الضخ يعني أن البئر غير مستقرة (Unstable) وأن C_w تتأثر عند تغير سرعة الضخ. وبمعنى آخر فإن قيمة $C_{w1,2}$ يمكن أن تكون أكبر أو أقل من قيمة $C_{w2,3}$ وهذا يعني ان البئر الانتاجية غير مستقرة وتحتاج إلى تطوير وإعادة تنظيف وزيادة قيمة $C_{w2,3}$ عن قيمة $C_{w1,2}$ يعني أن البئر تطورت أثناء الضخ. أما زيادة قيمة C_w عند ضخ المياه على سرعة عالية فيدل على أن المصافي أو جدران البئر مغلقة. وفي حالة حدوث تطوير كبير في البئر أثناء مراحل الضخ فإن قيمة ($\Delta h_2/\Delta Q_2$) ستكون أكبر من قيمة ($\Delta h_3/\Delta Q_3$) وعندها يكون الحل باستعمال المعادلة (٥.٦٦) غير ممكن.

ويجب الانتباه إلى أن الفرق الناتج لقيم C_w في كل مرحلة من مراحل الضخ يمكن أن يكون بسبب أخطاء في قياس الهبوط أو سرعات الضخ. ويمكن معرفة ذلك إذا كانت قيمة C_w الكلية $(C_{w1,2}+C_{w2,3})/2$ قليلة. وبمعرفة قيمة C_w يمكن ايجاد قيمة فاقد البئر بتطبيق المعادلة (٥.٦٥) واعتبار سرعة الضخ النهائية على أنها Q في المعادلة (٥.٦٥).

ويمكن حساب قيمة ثابت التكاوين (C_f) من احدى معادلات جريان الآبار فمثلاً يمكن تقدير قيمة C_f من المعادلة (٥.١٦). على أنها تساوي $\ln \frac{R}{r_w}/2\pi T$ وبذلك يمكن معرفة فاقد التكاوين (F_L) بتطبيق المعادلة (٥.٦٣) وحيث أن مجموع فواقد العلو ـ (Total Head Losses) هو حاصل جمع فاقد التكاوين (F_L) وفاقد البئر W_L وإذا رمزنا لمجموع فواقد العلو بالرمز T_{HL} فيمكن



الزمن بعد بداية الضخ بالدقائق

شكل (٢٣-٥) منحنى الزمن-الهبوط لبئر في مدينة جرافايت في الولايات المتحدة

(من Brain and Hudson 1955)

التعبير عنه حسب المعادلة التالية :ـ

$$T_H = FL + WL \qquad (٥.٦٩)$$

أو

$$T_H = C_f Q + C_w Q^n \qquad (٥.٧٠)$$

لقد تم تطبيق الطريقة السابقة لحساب فاقد البئر إذا كانت $n = 2$ (المعادلة ٥.٦٥) حسب اقتراح ـ Jacob علماً بأن ـ Rorabaugh قد استنتج أن قيمة n هي 2.5 بينما وجد Lennox 1966 أن قيمة n يمكن أن تكون أقل من 2 خاصة عندما يكون التصريف قليل، ويمكن أن تزيد عن 3.5 هذا مع العلم أنه في حالة التصريف القليل جدا فإن قيمة C_w يمكن أن تكون صفراً.

لقد عرض Rorabaugh 1953 طريقة بيانية لإيجاد مجموع فواقد العلو (T_H) ويتم من خلال الطريقة نفسها ايجاد قيمة n وكذلك C_f, C_w . ولتحقيق ذلك يمكن اعادة كتابة المعادلة (٥.٧٠) بالصيغة التالية :ـ (Bouwer 1978)

$$\frac{T_{hl}}{Q} - C_r = C_w Q^{n-1} \qquad (٥ . ٧١)$$

وبأخذ لوغاريتم طرفي المعادلة تصبح :-

$$\log \left(\frac{T_{hl}}{Q} - C_r\right) = \log C_w + (n-1) \log Q \qquad (٥ . ٧٢)$$

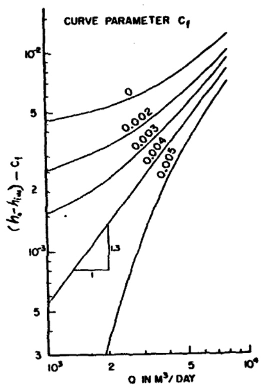
ان رسم منحنى يبين العلاقة ما بين $(T_{hl}/Q) - C_r$ مقابل Q على ورق لوغاريتمي يمكن تحقيقه من فحص الهبوط التدريجي . حيث يمكن قياس T_{hl} من داخل بئر الضخ (h_o-h_{iw}) شكل (١-٥) في كل مرحلة من المراحل التي تتغير فيها سرعة الضخ (Q) وبوضع $(T_{hl}/Q) - C_r$ مقابل Q بافتراض قيم مختلفة لـ C_r يمكن الحصول على منحنى بشكل خط مستقيم عند قيمة معينة لـC_r . وعادة ما تفترض القيمة الأولى لـC_r على أنها تساوي صفراً. وفي هذه الحالة تكون العلاقة على شكل منحنى ، وبافتراض قيمة أخرى لـC_r نحصل على منحنى آخر وهكذا حتى نحصل على منحنى بشكل خط مستقيم .

ونلاحظ أن الاختيار المناسب لقيمة C_r سيعطي خطا مستقيما، بينما نجد أن اختيار قيمة كبيرة لـC_r يعطي منحنى محدباً، وكذلك فإن اختيار قيمة صغيرة لـC_r يعطي منحنى مقعراً، ويظهر في الشكل (٢٤-٥) أن قيمة C_r المناسبة هي 0.004 وبهذه الطريقة نكون قد حددنا قيمة C_r ويكون ميل الخط المستقيم يساوي $n-1$ ومنه نحصل على قيمة n . وبإبدال قيمة n, C_r واختيار قيمة عشوائية لـT_{hl} وما يقابلها من Q ووضعها في المعادلة (٥ . ٧٠) يمكن الحصول على قيمة C_w .

وبذلك يمكن حساب فاقد التكاوين وفاقد البئر لجميع قيم Q ليتسنى اختيار المضخة المناسبة وعمق الضخ في البئر، وكذلك حاجة البئر إلى التطوير، وفيما إذا كانت شقوق المصافي ومواسير التغليف كافية لخفض فاقد البئر إلى الحد الأدنى .

(١١-٥) القدرة أو السعة النوعية Specific Capacity

لقد سبق وعرفنا القدرة النوعية (Q_s) على أنها النسبة بين التصريف (Q) والهبوط (h_o-h_w) في مستوى المياه الجوفية، عند اهمال فواقد البئر Well Losses . وفي الحقيقة فان القدرة النوعية هي النسبة بين التصريف Q والهبوط (h_o-h_{iw}) (شكل ١-٥) .



(شكل ٢٤-٥) العلاقة بين $Q/(h_o-h_w)-C_f$ مقابل Q لقيم مختلفة لـC_f علي ورق لوغاريتمي

(من Bouwer 1978)

وبذلك يمكن التعبير عن القدرة النوعية حسب المعادلة التالية :ـ

$$Q_s = \frac{Q}{(h_o-h_w)} \qquad (٥.٧٣)$$

ان القدرة النوعية لبئـــر مـــا لا تكـــون ثابتة، وهي تتغير مع تغيـــر الهبـــوط (h_o-h_w) في مستـــوى المياه الجوفية عنـــد زيـــادة ســـرعـــة الضخ (Q) . وحيث أن فواقد البئر تتغيـــر مـــع Q^n عنـــدمـــا تكـــون n أكبـــر أو تســـاوي 2 . فان القدرة النوعية لبئر معينة تقل بزيادة Q . وعموما فإن أهم العوامل التي تؤثر على القدرة النوعية هي :ـ

١ . فواقد البئر.
٢ . كون البئر غير مكتملة.
٣ . الحدود الهيدروجيولوجية.

ان ارتفاع قيمة القدرة النوعية يدل على ارتفاع معامل الناقلية وانخفاضها يدل على انخفاض معامل الناقلية، واحيانا يمكن استعمال قيم السعة النوعية للآبار في إيجاد وتوزيع معامل الناقلية في أنظمة الطبقات المائية وخاصة في الطبقات المائية الحرة التي يزداد فيها الهبوط (h_o-h_{iw}) بسرعة أكبر من زيادة سرعة الضخ Q وهذا بدوره يسبب اختلافا في قيم معامل الناقلية. ويمكن حساب السعة النوعية النظرية لبئر محفورة في طبقة مائية ارتوازية متجانسة ومتشابهة وغير راشحة وتمتد إلى اللانهاية ويضخ الماء منها بسرعة ثابتة، من المعادلة التالية:-

(Walton 1970)

$$\frac{Q}{(h_o-h_{iw})} = Q_s = \frac{T}{264 \log\left(\frac{Tt}{2.69 r_w^2 S}\right) - 65.5} \qquad (٥.٧٤)$$

حيث أن:

Q_s : هي القدرة أو السعة النوعية (gpm/ft).

Q : التصريف (gpm)

T : معامل الناقلية (gpd/ft)

S : معامل التخزين بدون أبعاد.

r_w : نصف قطر البئر (feet)

t : الزمن بعد بداية الضخ (Minutes)

(h_o-h_{iw}) : الهبوط (feet)

وتفترض المعادلة (٥.٧٤) ما يلي:-

١ . البئر كاملة وغير مغلفة.

٢ . اهمال فواقد البئر.

٣ . نصف قطر البئر التأثيري لا يتأثر بالحفر أو بالتطوير ويساوي نصف قطر البئر الانتاجية.

ان القدرة النوعية تتغير مع لوغاريتم $1/r_w^2$ فكلما زاد نصف قطر البئر كلما قلت قدرته النوعية، والآبار التي تحتوي على مصافي في جزء من الطبقة المائية فقط، يمكن ايجاد قدرتها اعتمادا على القدرة النوعية لبئر محفورة في نفس الطبقة

المائية ويوجد بها مصافي على امتداد سمك الطبقة المائية الكامل، حسب المعادلة التالية :ـ (Turcan 1963) .

$$Q_{sp} = Q_s \left[L_p \left(1 + 7\sqrt{\frac{r_w}{2L_p b}} \cos \cdot \frac{L_p}{2}\pi \right) \right] \quad (٥.٧٥)$$

حيث أن: Q_{sp} هي القدرة النوعية للبئر التي تحتوي على مصافي في جزء من الطبقة المائية فقط (gpm/ft) .

Q_s : هي القدرة النوعية للبئر التي تحتوي على مصافي لكامل الطبقة المائية (gpm/ft) .

L_p : هي النسبة بين طول المصافي والسمك المشبع للطبقة المائية. (بدون أبعاد) .

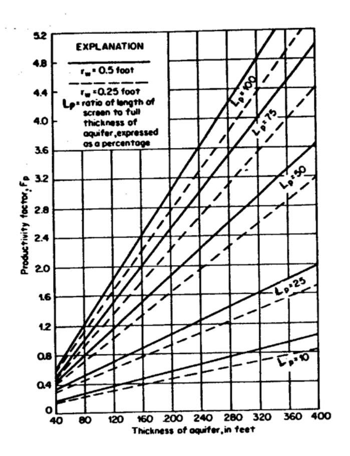
r_w : نصف قطر بئر الضخ (feet)

b : سمك الطبقة المائية (feet) .

ان المعادلة (٥.٧٥) قد تم اشتقاقها في ظروف الجريان الثابت، وتطبق عندما تصبح سرعة الهبوط قليلة، حيث يفترض أن يكون الجريان ثابت في هذه الحالة وذلك للأغراض العملية. ويمكن تطبيق المعادلة (٥.٧٥) في الآبار التي تحتوي على مصافي لغاية منتصف الطبقة المائية، وكذلك في الآبار التي يوجد فيها مصافي في أكثر من جزء من أجزاء الطبقة المائية، وتجدر الإشارة إلى أن القيمة الموجودة بين القوسين في المعادلة (٥.٧٥) تسمى نسبة الانتاجية (Productivity Ratio) ويرمز لها بالرمز F_p وعليه يمكن اعادة كتابة المعادلة (٥.٧٥) بالشكل التالي :ـ

$$Q_{sp} = Q_s F_p \quad (٥.٧٦)$$

هذا ويمكن ايجاد نسبة الانتاجية للغايات العملية من المنحنى الذي عرضه Muskat 1937 وطوره Turcan 1963 (شكل ٢٥-٥) لبئر تحتوي على مصافي في أجزاء مختلفة على امتداد سماكة الطبقة المائية. وهذه النسبة ليس لها أبعاد وتعبر عن العطاء النسبي للبئر.



(شكل ٢٥-٥) العلاقة بين سمك الطبقة المائية ومعامل الانتاجية

(من Turcan 1963)

(١٢-٥) الحدود الهيدروجيولوجية Hydrogeologic Boundaries

لقد سبق وأشرنا في الفصل الثاني عند شرح تخزين المياه الجوفية إلى الحدود الهيدروجيولوجية التي يمكن أن تحيط بالطبقات المائية والناتجة عن العمليات الجيولـوجية والتكوينية وإلى تأثير هذه الحدود على حركة المياه الجوفية في هذه الطبقات. ويمكن تصنيف هذه الحدود هيدروليكيا إلى :ـ

١ . الحدود المانعة Barries boundary

٢ . الحدود المغذية Recharge boundary

٣ . الحدود المتعددة Multiple boundary

(١-١٢-٥) الحدود المانعة Barrier boundary

الحدود المانعة هي عبارة عن تكاوين جيولوجية غير منفذة تحيط بالطبقة المائية من أحد جوانبها. وإذا أخذنا حالة طبقة مائية محصورة محاطة من أحد جوانبها بحدود غير منفذة (شكل ٢٦-٥)a وفرضنا أن هذا الحد على شكل خط مستقيم فإن الهبوط في مستوى المياه الجوفية (المستوى البيزومتري) الناتج عن الضخ من بئر محفورة في هذه الطبقة سيكون أكبر بالقرب من الحدود (شكل ٢٦-٥)a عنه من الهبوط الذي يمكن التنبؤ به اعتمادا على معادلة Theis للطبقات المائية ذات الامتداد اللانهائي.

ومن أجل التنبؤ بهبوطات العلو (هبوط مستوى المياه الجوفية) في مثل هذه الأنظمة فإن الطريقة التخيلية التي تستعمل بشكل واسع في نظرية الجريان الحراري Heat-flow theory يمكن تكييفها في تطبيقات المياه الجوفية. ولتحقيق ذلك دعنا نتصور بئرا محفورة على مسافة من الحدود المانعة تساوي نفس المسافة التي يبعدها البئر الحقيقي عن هذه الحدود. وتظهر في الشكل (٢٦-٥)b البئر الحقيقية على يسار الحدود المانعة وتبعد عنها بمسافة × بينما تظهر البئر الخيالية على يمين هذه الحدود وتبعد عنها بنفس المسافة (×).

ان عملية ضخ المياه من البئر الحقيقية بسرعة ثابتة (Q) سيعقبها هبوط في مستوى المياه الجوفية على شكل منحنى أو مخروط انخفاض، وقد أشرنا سابقا إلى أسباب وكيفية تكوين هذا المخروط. وسوف يتوقف الهبوط في مستوى المياه الجوفية عند مسافة معينة من بئر الضخ، حيث ينتهي تأثير الضخ وقد سمينا المسافة ما بين النقطة التي يتوقف فيها هبوط مستوى المياه الجوفية وبئر الضخ بنصف قطر البئر التأثيري.

وفي حالة وجود حد مانع من بئر الضخ فإن منحنى الانخفاض سوف يصطدم بهذا الحد من الجهة التي يوجد فيها. وهذا ينطبق على حالتنا هذه والموضحة في الشكل (٢٦-٥)b. أما إذا تصورنا عدم وجود حد مانع وان الطبقة المائية تمتد إلى اللانهاية فإن مخروط الانخفاض سيأخذ وضعه الطبيعي والموضح في الشكل (٢٦-٥)b.

وبالمقابل إذا تخيلنا أن الماء يضخ من البئر الخيالية بنفس السرعة (Q) التي يضخ بها من البئر الحقيقية ولنفس الفترة الزمنية فإنه سوف يتكون مخروط انخفاض آخر (شكل ٢٦-٥)b وسيحدث تداخل بين بئر الضخ الحقيقية وبئر الضخ الخيالية في نقطة معينة كما يظهر في الشكل الهندسي لمخروطي الانخفاض. وهذه المنطقة هي الحدود الخيالية غير المنفذة التي لا يوجد عبرها جريان للمياه. وإذا جمعنا مركبتي الهبوط في النظام اللانهائي، فإنه يصبح واضحا أن الشكل الهندسي للضخ يخلق حدودا خيالية في نفس مكان الحدود المانعة الحقيقية في النظام الحدي. وبالاشارة إلى الشكل (٢٦-٥)c . فإن الهبوط في المنطقة المائية المحاطة بحدود غير منفذة يحسب من المعادلة التالية :- (من Freeze and cherry 1979)

$$h_o - h_w = \frac{Q}{4\pi T} [W(u_r) + W(u_i)] \qquad (٥ . ٧٧)$$

حيث أن :-

$$U_r = \frac{r_r^2 S}{4\pi T t} \quad و \quad U_i = \frac{r_i^2 S}{4\pi T t}$$

و r_r : هي المسافة من بئر المراقبة والبئر الحقيقية.

r_i : هي المسافة من بئر المراقبة والبئر الخيالية.

t : مدة الضخ.

S : معامل التخزين.

T : معامل الناقلية.

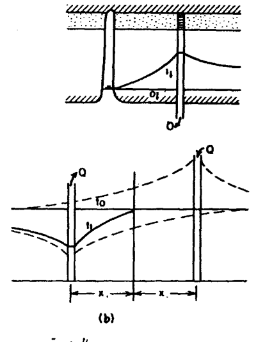
Q : سرعة الضخ (التصريف).

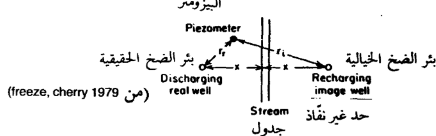
$(h_o - h_w)$: الهبوط في الطبقة المائية كما عرفناه سابقا.

يمكن ايجاد المسافة بين بئر المراقبة والبئر الخيالية اعتمادا على قانون الازمنة (Times Law) ، وتعتمد الأزمنة التي يكون فيها الهبوط متساويا، بشكل مباشر على مربع المسافات بين بئر المراقبة والآبار الانتاجية التي تقع على مسافات متساوية. وهذا المبدأ يماثل قانون الأزمنة الذي عرفه Ingersoll حسب المعادلة التالية :- (Walton 1970)

$$\frac{t_1}{r_1^2} = \frac{t_2}{r_2^2} = \ldots = \frac{t_n}{r_n^2} \qquad (٥ . ٧٨)$$

(a)





(شكل ٢٦-٥) تعيين الحدود المانعة

حيث أن $t_1, t_2, ..., t_n$: هي الازمنة التي يتساوى فيها الهبوط.

$r_1, r_2, ..., r_n$: هي مسافات الآبار الانتاجية من بئر المراقبة.

يتم ايجاد المسافة بين بئر المراقبة والبئر الخيالية اعتمادا على تجارب الضخ، حيث يتم ضخ المياه من البئر الانتاجية ومراقبة مستوى المياه الجوفية من بئر المراقبة الذي يبعد مسافة معلومة عن البئر الانتاجية. وبرسم منحنى يبين العلاقة بين الهبوط والزمن وملاحظة انحراف المنحنى الناتج من تأثير البئر الخيالية، والذي يعود في الأصل إلى بداية تأثير الحدود المانعة فإنه من الممكن تحديد الزمن ما قبل حدوث الانحراف، وبعبارة أخرى قبل أن يصبح الحد المانع فعالا ومؤثرا في المستوى المائي.

وكذلك يمكن تحديد الزمن بعد انحراف المنحنى أو بعد أن يصبح الحد المانع فعالا ومؤثرا في المستوى المائي، وهذا يحتاج إلى عدة أيام في معظم الحالات وبتطبيق المعادلة التاليـــة (مــن (Walton 1970) يمكن ايجاد المسافة من بئر المراقبة والبئر الخيالية :ـ

$$n = r_r \sqrt{\frac{t_i}{t_p}}$$

حيث أن :ـ

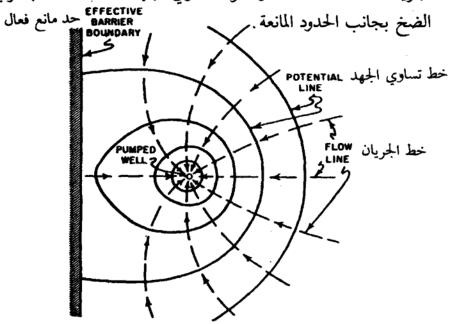
n : هي المسافة بين بئر المراقبة والبئر الخيالية بالقدم. (feet)

r_r : هي المسافة بين بئر الضخ وبئر المراقبة بالقدم (feet)

t_p : هو الزمن بعد بداية الضخ وقبل أن يصبح الحد المانع فعالا. ولهبوط معين تمت مراقبته بالأيام.

t_i : هو الزمن بعد بداية الضخ وبعد أن يصبح الحد المانع فعالا، وعندما يحدث الانحـراف في منحنى الهبوط مع الزمن الناتج من تأثير البئر الخيالية والمساوي لقيمة معينة من الهبوط في الزمن t_p بالأيام.

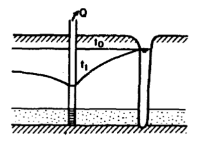
يظهــر في الشكــل (٢٧-٥) شبكــة جريان عامــة تبــين خطـــوط الجريـــــان (Flow Line) وخطوط تساوي الجهد (Potential Line) بالقرب من بئر الضخ بجانب الحدود المانعة.



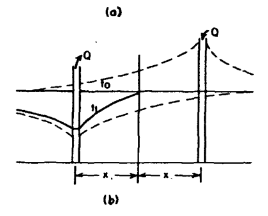
(شكل ٢٧-٥) شبكة جريان تبين خطوط الجريان وخطوط تساوي الجهد بالقرب من بئر تصريف بجوار حد مانع (من after Ferris etaly 1962)

(٢-١٢-٥) الحدود المغذية Recharge Boundary

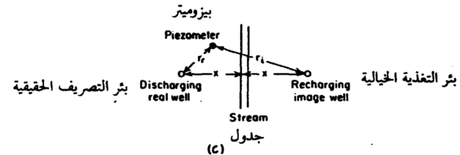
عنـدما تحاط الطبقة المائية من أحد جوانبها بحدود تغذية ثابتة كالأنهار والجداول وما شابه ذلك، فإنه يمكن ايجاد الهبوط في مستوى المياه الجوفية في البئر المحفورة في هذه الطبقة بالقرب من حدود العلو الثابت. وذلك بتطبيق الطريقة التصورية التي سبق شرحها.



(a)



(b)



(c)

(شكل ٢٨-٥) تعيين الحدود المغذية

(من freeze, cherry 1979)

فإذا فرضنا حالة غير حقيقـيـــة لجـدول يختـــرق كامل الطبقة المائية (شكل ٢٨-٥)a فإن التنبؤ بالهبوط في الطبقة المائية المحاطة بهذا الجدول من أحد

جوانبها يمكن تحقيقه إذا تخيلنا بئرا تبعد بنفس المسافة التي تبعدها البئر الحقيقة عن الحد المغذي (الجدول) وتقع على يمين الحد المغذى في حين تقع البئر الحقيقية على يسار حد التغذية (شكل ٢٨-٥)b . وان الضخ من البئر الحقيقية هو بنفس مقدار التغذية القادمة من البئر الخيالية.

وكما أسلفنا فإن ضخ المياه من البئر الحقيقية سيعقبه حدوث مخروط انخفاض في مستوى المياه الجوفية، وهذا المخروط سيصطدم بحدود التغذية (شكل ٢٨-٥)b . وفي حالة عدم وجود حدود مغذية فإن مخروط الانخفاض سيأخذ شكلا آخر. وسيتوقف الهبوط في مستوى المياه الجوفية عند مسافة معينة حيث ينتهي تأثير الضخ من البئر. وبالمقابل فإن مستوى الماء في بئر التغذية الخيالية سيأخذ شكل مخروط يناظر مخروط الانخفاض في البئر الحقيقية ويسمى بالمخروط الخيالي (شكل ٢٨-٥)b .

ان المنطقة التي يكون فيها الهبوط في مستوى المياه الجوفية في بئر الضخ الحقيقية يساوي الهبوط الخيالي في مستوى مياه التغذية الخيالية هي موقع حد التغذية الفعال (شكل ٢٨-٥)b ، وبعبارة أخرى فإن مستويات المياه في الآبار المحفورة في أنظمة التغذية الحدية ستهبط في البداية نتيجة تأثير ضخ المياه من البئر الحقيقية فقط. وعندما يصل تأثير المخروط الخيالي في بئر التغذية الخيالية إلى بئر الضخ الحقيقية، فإن السرعة الزمنية للهبوط سوف تتغير. وستستمر السرعة الزمنية للهبوط بالانخفاض حتى تصل إلى حالة التوازن، وذلك عندما يتعادل التصريف مع التغذية وفي هذه الظروف يمكن حساب الهبوط في الطبقات المائية المحصورة والمحاطة بحدود تغذية دائمة من أحد جوانبها حسب المعادلة التاليـــــة :ـ (Freeze and cherry 1979)

$$(h_o - h_w) = \frac{Q}{4\pi T}\left[W(U_r) - W(U_i)\right] \qquad (٥.٨٠)$$

حيث أن u_i, u_r كما تم تعريفهما في المعادلة (٥.٧٧) ويمكن تبسيط المعادلة (٥.٧٧) بوضع $W_{(u_i)} = -0.5772 - \ln u_i$ و $W_{(u_r)} = -0.5722 - \ln u_r$

وإبدالهما في المعادلة (٥.٨٠) وبذلك نحصل على المعادلة التالية :ـ

$$(h_o-h_w) = \frac{2Q}{4\pi T} \ln \frac{r_i}{r_r} \qquad (٥.٨١)$$

حيث أن r_r, r_i كما عرفت في المعادلة (٥.٧٧)

لقد تم التعبير عن المعادلة (٥.٨١) من قبل Rorabaugh 1956 كما يلي :- (من Walton 1970)

$$h_o-h_w= \frac{2Q\ln\left(\sqrt{4x^2 + r_r^2 - 4x\cos \frac{B_r}{r_r}}\right)}{4\pi T} \qquad (٥.٨٢)$$

حيث أن x هي المسافة بين بئر الضخ وحدود التغذية.

و B_r هي الزاوية الناتجة من تقاطع الخط الواصل بين بئر الضخ والبئر الخيالية مع الخط الواصل بين بئر الضخ وبئر المراقبة.

وفي الحالة الخاصة، حيث يكون بئر المراقبة على خط مواز لحدود التغذية فقد وضع العالم Rorabaugh 1956 المعادلة التالية :- (من Walton 1979)

$$h_o-h_w= \frac{2Q\ln\sqrt{4x^2 + \frac{r_r^2}{r_r}}}{4\pi T} \qquad (٥.٨٣)$$

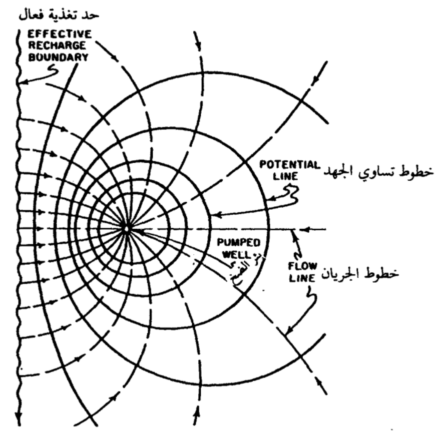
وفي الحالة الخاصة، حيث يكون بئر المراقبة واقع على خط متعامد مع حدود التغذية فقد وضع العالم Rorabaugh 1956 المعادلة التالية :- (من Walton 1970)

$$h_o-h_w= \frac{2Q\ln [(2x-r_r)/r]}{4\pi T} \qquad (٥.٨٤)$$

يظهر في الشكل (٢٩-٥) شبكة جريان عامة لخطوط الجريان وخطوط تساوي الجهد حول بئر التصريف بالقرب من حدود التغذية.

(٣-١٢-٥) الحدود المتعددة ـ Multiple-Boundary

يمكن للطبقات المائية أن تحاط من جانبين أو أكثر بحدود هيدروجيولوجية. وهناك عدة أشكال لهذه الحدود منها حالة حدين متوازيين يكونان طبقة مائية منفصلة لانهائية، وكمثال على هذه الحالة حالة الطبقات المائية المحصورة بين طبقتين غير منفذتين. وحالة حدين متوازيين يقطعهما حد ثالث بزاوية معينة ويكونان طبقة منفصلة لها امتداد نصف نهائي. ومثال على الحالة الثانية الطبقة المائية المحصورة بين حدين غير منفذين ومتوازيين ومحاطة من جانبها الأيمن بحد ثالث يقطع الحدين الآخرين ويكونان طبقة مائية منفصلة لها امتداد نصف نهائي



شبكة جريان تبين خطوط تساوي الجهد وخطوط الجريان بالقرب من بئر بجوار حد تغذية

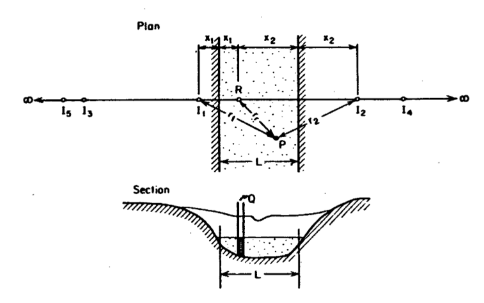
(من after Ferris et al. 1962)

«شكل ٢٩-٥»

من الجهة اليسرى. وهناك حالة أربعة حدود متقاطعة بزوايا معينة ويكونان طبقة مائية متعامدة. ويمكن ايجاد الهبوط في الطبقة المائية المحاطة بعدة حدود هيدروجيولوجية بتطبيق نظرية البئر الخيالية التي سبق شرحها مع الأخذ بعين الاعتبار تأثيرات الآبار الخيالية على الحدود الهيدروجيولوجية.

وقد وضع العلماء كثيرا من الأشكال الهندسية التي تصف حالة الحدود المتعددة ومن هذه الأشكال حالة طبقة مائية محصورة تقع في واد نهري ومحاطة بحدود غير منفذة (شكل ٣٠-٥). ويتضمن النظام التصوري اللانهائي في هذه الحالة بئر الضخ الحقيقية (R) والبئر الخيالية I_1 التي تبعد نفس المسافة التي تبعدها البئر الحقيقية عن الحد في الجهة اليسرى (شكل ٣٠-٥) والبئر الخيالية I_2 وتبعد

نفس المسافة التي تبعدها البئر الحقيقية عن الحد في الجهة اليمنى (شكل ٣٠-٥) وبما أن البئر الخياليـــــة I_1 لها تأثير على الحد الهيدروجيولوجي غير المنفذ في الجهة اليسرى والبئر الخياليـــــة I_2 لها تأثير على الحد غير المنفذ في الجهة اليمنى فإن ذلك يعطي ولادة للحاجة إلى مزيد من الآبار الخيالية فمثلا البئر الخيالي I_3 تعكس تأثير I_2 عبر الحد في الجهة اليسرى والبئر الخياليـــــة I_4 تعكس تأثير I_1 عبر الحدود في الجهة اليمنى. والنتيجة ستكون متتالية لمجموعة آبار ضخ خيالية على امتداد كلا الاتجاهين اللانهائيين.



النظام التصوري لطبقة مائية محصورة ومحاطة بوادي نهري غير منفذ

(من freeze, cherry 1979)

(شكل ٣٠-٥)

ان الهبوط في النقطة p شكل (٣٠-٥) هو مجموع التأثيرات الجماعية للآبار وعملياً فان اختفاء تأثير الضخ على المستوى المائي هو الذي يحدد عدد الآبار الخيالية.

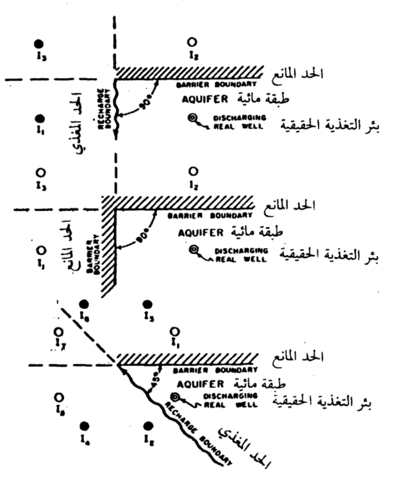
وقد أثبت بعض العلماء أن عدد الآبار الخيالية يمكن تحديده من الزاوية التي يصنعهـا تقاطع الحدود الهيدروجيولوجية (شكل ٣١-٥) حسب المعادلة التالية :- (من Walton 1970)

$$N_i = \frac{360}{W_e} - 1 \qquad (٥.٨٥)$$

حيث أن :ـ

N_i : هو عدد الآبار الخيالية .

W_e : هي الزاوية التي يصنعها تقاطع الحدود الهيدروجيولوجية .



(شكل ٣١-٥) تعيين الحدود المتعددة

(من after Ferris 1962)

ويمكن ايجاد المسافات بين بئر المراقبة وبين بئري التصريف الخياليتين برسم منحنى يبين العلاقة بين الهبوط ـ الزمن اعتمادا على قياسات مستوى المياه الجوفية من بئر المراقبة أثناء الضخ من البئر الحقيقية . ويلاحظ أن هذا المنحنى في حالة الظروف الحدية المتعددة سوف ينحرف أكثر من مرة تحت تأثير بئرين خياليتين أو أكثر . وبمعنى آخر فإن بداية أول انحراف في هذا المنحنى يشير إلى بداية تأثير

البئر الخيالية الأولى على الحدود المانعة، وبداية الانحراف الثاني في المنحنى يشير إلى بداية تأثير البئر الخيالية الثانية على الحدود المانعة وهكذا.

وعلى فرض أن مخروط الانخفاض يقطع الحدود المانعة وان معلومات الهبوط المأخوذة من بئر المراقبة قد تأثرت ببئري التصريف الخياليتين، فإنه يمكن مطابقة منحنى قياسي مناسب فوق منحنى الهبوط ـ الزمن الذي تم رسمه من معلومات بئر المراقبة التي لم تتأثر بالحدود المانعة. ويمد المنحنى القياسي إلى ما بعد منحنى الهبوط ـ الزمن المبكر، يمكن ملاحظة الانحراف في المنحنى القياسي. وبمطابقة المنحنى القياسي فوق المنحنى الآخر للهبوط مع الزمن الذي تأثر بالحدود المانعة القريبة يمكن ملاحظة الانحراف في المنحنى القياسي في الحالة الثانية.

ان الهبوط في احداثيات نقطة التطابق لقيمة معينة لدالة البئر $W_{(u)}$ في حالة التطابق الثانية للمنحنى القياسي يجب أن تكون ضعف الهبوط في احداثيات التطابق في حالة التطابق الأولى للمنحنى القياسي. وبتطابق المنحنى القياسي فوق منحنى الهبوط ـ الزمن المرسوم اعتمادا على القياسات الأخيرة لبئر المراقبة التي تأثرت بكلا الحدود المانعة، ويمد المنحنى القياسي إلى ما بعد منحنى الهبوط ـ الزمن الأخير يمكن ملاحظة الانحراف في المنحنى القياسي في الحالة الأخيرة. ان الهبوط في احداثيات نقطة التطابق لقيمة معينة لدالة البئر $W_{(u)}$ في حالة التطابق الأخيرة للمنحنى القياسي يجب أن تكون ثلاثة أضعاف الهبوط في احداثيات التطابق الأولى للمنحنى القياسي.

وبملاحظة الزمن الملائم بعد بداية الضخ الذي يكون فيه الهبوط يساوي الانحراف الاول والثاني في المنحنيات القياسية وبمعرفة الزمن بعد بداية الضخ لنفس قيمة الهبوط الذي تمت مراقبته قبل أن يصبح أي من الحدود المانعة فعالا، فإنه يمكن حساب المسافة بين بئر المراقبة وأقرب بئر خيالية حسب المعادلة التالية :ـ (Walton 1970)

(٥.٨٦)

$$r_1 = r\sqrt{\frac{t_1}{t_{p1}}}$$

حيث أن :ـ

r_1 : هي المسافة بين بئر المراقبة وأقرب بئر خيالية بالقدم (feet)

r : هي المسافة بين بئر المراقبة وبئر الضخ بالقدم (feet)

t_{i1} : الزمن بعد بداية الضخ الذي يكون فيه الهبوط يساوي الانحراف الاول والثاني في المنحنيات القياسية باليوم.

t_{p1} : الزمن بعد بداية الضخ لنفس قيمة الهبوط الذي تمت مراقبته قبل أن يصبح أي من الحدود المانعة فعالا بالدقيقة.

ويمكن حساب المسافة بين بئر المراقبة وابعد بئر خيالية. بملاحظة الزمن بعد بداية الضخ والذي يكون فيه الهبوط يساوي الانحراف الثاني والثالث في المنحنيات القياسية، وبمعرفة الزمن بعد بداية الضخ لنفس قيمة الهبوط الذي تمت مراقبته قبل أن يصبح أي من الحدود المانعة فعالا، حسب المعادلة التاليـــــة :- (مــــــــــن Walton 1970)

$$r_2 = r\sqrt{\frac{t_{i2}}{t_{p2}}} \qquad (٥.٨٧)$$

حيث أن :-

r_2 : هي المسافة بين بئر المراقبة وأقرب بئر خيالية بالقدم (feet)

t_{i2} : الزمن بعد بداية الضخ الذي يكون فيه الهبوط يساوي الانحراف الثاني والثالث في المنحنيات القياسية باليوم.

t_{p2} : الزمن بعد بداية الضخ لنفس قيمة الهبوط الذي تمت مراقبته قبل أن يصبح أي من الحدود المانعة فعالا بالدقيقة.

(٥-١٣) تجارب (فحص) الضخ - Pumping Tests

ان الهدف الأساسي من اجراء تجارب الضخ في الآبار هو معرفة الخواص الهيدروليكية للطبقات المائية ومواد التربة التي تبين مدى سرعة المياه داخل وخارج المواد تحت السطحية، ومدى التأثير على مستوى المياه الجوفية. وأهم الخواص الهيدروليكية للطبقات المائية هي الموصلية الهيدروليكيـــــة K والناقليـــــة T ومعامل التخـــــزين S . ويرتكز التنبؤ الناجح لحركة المياه الجوفية على مدى

صحة حساب العناصر الهيدروليكية، ويتم ذلك بضخ المياه من الآبار على سرعة ثابتة ومراقبة الهبوط في مستوى المياه الجوفية من آبار المراقبة، ويفضل أن لا يقل عدد آبار المراقبة عن ثلاثة آبار محفورة على مسافات مختلفة من بئر الضخ. وتتراوح المسافة بين آبار المراقبة وبئر الضخ من ١٠-١٠٠م وفي حالة الطبقات المائية السميكة يفضل أن تكون المسافة ما بين ١٠٠-٣٠٠م. ويرى بعض العلماء أن تكون آبار المراقبة بشكل زوجي، أي بمعنى أن يحفر بجانب كل بئر مراقبة بئراً آخر بحيث يخترق أحدهما كامل الطبقة المائية بينما يحفر الآخر لغاية سطحها العلوي. ويفضل البعض أن تكون المسافة بين أول بئر مراقبة وبئر الضخ بمقدار سمك الطبقة المائية وأن تكون المسافة بين ثالث بئر مراقبة وبئر الضخ أربعة أضعاف سمك الطبقة المائية.

وبالنسبة للطبقات المائية الحرة يجب أن لا تقل المسافة بين بئر المراقبة وبئر الضخ عن مرة ونصف من سمك الطبقة المائية، وذلك للتخلص من الأخطاء الناتجة عن الجريان العمودي المجاور للبئر، علما بأن المستوى المائي يتأثر بعوامل كثيرة مثل سقوط الأمطار والمد والجزر والتبخر وغيرها وسوف نشرح هذه العوامل فيما بعد. ويفضل عدم اجراء تجارب الضخ في الآبار الضحلة أثناء فترة سقوط الامطار لما لذلك من تأثير على نتائج هذه التجارب.

ويستعمل نوعان من تجارب الضخ هما: تجارب الضخ في الحالة الثابتة Steady-State حيث يستمر الضخ لمدة تكفي وصول مستوى المياه الجوفية إلى حالة الاتزان وتوقف الهبوط وعندها يمكن حساب معامل الناقلية T وتجارب الضخ في الحالة غير الثابتة ـ Unsteady State حيث يتم قياس الهبوط في مستوى المياه الجوفية مع الزمن ونتيجة لذلك يمكن الحصول على كل من S, T . وتعتبر هذه التجارب أكثر شيوعا من تجارب ضخ الحالة الثابتة. وتعتمد طريقة حساب S, T من تجارب الضخ على الفرضيات التالية:ـ

١ . الطبقة المائية متشابهة ومتجانسة ولها امتداد أفقي لا نهائي.
٢ . الجريان في الطبقة المائية باتجاه أفقي فقط.
٣ . تتحرر المياه من مخزون الطبقة المائية استجابة لهبوط مستوى المياه الجوفية في

الطرق غير الثابتة فقط.

٤ . لا يوجد جريان في الطبقة المائية غير الجريان الناتج عن الضخ من البئر.

٥ . الضخ من البئر على سرعة ثابتة.

٦ . البئر تخترق الطبقة المائية بشكل كامل ومغلفة وبها مصاف.

٧ . حجم الماء داخل البئر قليل ويمكن اهماله بالمقارنة مع حجم الماء الخارج من الطبقات المائية (في الحالة غير الثابتة).

(١-١-٥) الطبقات المائية المحصورة Confined Aquifer

طرق الحالة الثابتة Steady State Methods

ان حساب معامل الناقلية T للطبقات المائية المحصورة في الحالة الثابتة يمكن تحقيقه بضخ المياه بسرعة ثابتة (Q) من البئر الانتاجية المحفورة في هذه الطبقات ولفترة زمنية كافية للوصول إلى حالة التوازن، وقياس الهبوط في المستوى البيزومتري من بئري مراقبة محفورتين على مسافة معينة من بئر الضخ.

واعتمادا على معادلة Theim (١٤ . ٥) التالية :-

$$Q = \frac{2\pi T(h_2-h_1)}{\ln \frac{r_2}{r_1}}$$

يمكن الحصول على معامل الناقلية T كما يلي :-

$$T = \frac{Q\ln(r_2/r_1)}{2\pi(h_2-h_1)} \qquad (٥ . ٨٨)$$

حيث أن Q : تعبر عن سرعة الضخ أو التصريف.

r_2, r_1 : المسافة بين بئري المراقبة وبئر الضخ.

T : معامل الناقلية.

وبما أن (h_2-h_1) يساوي الهبوط في المستوى البيزومتري [$(h_0-h_1)-(h_0-h_2)$] (شكل ٥-٢) **وهذا** يمكن قياسه من بئري مراقبة تبعدان مسافة معلومة من بئر الضخ (r_2, r_1) وبمعرفة Q يمكن ايجاد T من المعادلة (٨٨ . ٥).

ان مستوى المياه، نظريا، لا يصل إلى حالة الاتزان، لكنه يقترب من حالة التوازن النسبي، ومن أجل تقدير قيمة معقولة لمعامل الناقلية يجب زيادة مدة

الضخ حتى تصبح سرعة الهبوط في آبار المراقبة منتظمة.

ويمكن تقدير قيمة تقريبية لمعامل التخزين S للطبقة المائية من معادلات الجريان غير الثابت، المعادلة (٥.٢٤) والمعادلة (٥.٢٦) وذلك بقياس الهبوط في آبار المراقبة لفترة زمنية محددة وبمعرفة (ho-hw), T, Q شكل (٥-٢) يمكن ايجاد W(u) من المعادلة (٥.٢٦) أما قيمة U فيمكن ايجادها من الجدول (٥-٢) وبإدخال قيمة U في المعادلة (٥.٢٤) يمكن الحصول على معامل التخزين S .

طرق الحالة غير الثابتة: Unsteady-State Methods

طريقة - Theis

ان حساب معامل الناقلية T ومعامل التخزين S للطبقات المائية المحصورة في الحالة غير الثابتة يمكن تحقيقه بضخ المياه بسرعة ثابتة (Q) من البئر الانتاجية المحفورة في هذه الطبقات وقياس الهبوط في المستوى البيزومتري مع الزمن من خلال آبار المراقبة.

واعتمادا على معادلة Theis (٥.٢٦) التالية :-

$$h_o - h_w = \frac{QW(u)}{4\pi T}$$

نجد أن :-

$$T = \frac{QW(u)}{4\pi(h_o - h_w)} \qquad (٥.٨٩)$$

ومن تحليل المعادلة (٥.٢٤) التالية :-

$$U = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

نجد أن :- (٥.٩٠)

$$S = \frac{4TU}{r^2 t}$$

وبما أن كل من W(u), U هما دالات لـ S, T فإن المعادلة (٥.٨٩) والمعادلة (٥.٩٠) لا يمكن حلها مباشرة، لذلك فقد قام العالم Theis 1935 بتطوير طريقة بيانية لحساب S, T بأخذ لوغاريتم طرفي المعادلة (٥.٢٦) و(٥.٩٠) بالشكل التالي :-

$$\log(h_o-h_w)= \log \frac{Q}{4\pi T} + \log W(u) \qquad (٥.٩١)$$

و
$$\log \frac{r^2}{t} = \log \frac{4T}{S} + \log (u) \qquad (٥.٩٢)$$

وبما أن $4T/S, Q/4\pi T$ تكون ثابتة لنفس التجربة فإن العلاقة بين $\log(h_o-h_w)$, $\log \frac{r^2}{t}$ يجب أن تكون مشابهة للعلاقة التي بين $\log U, \log W(u)$ وعليه فإن رسم منحنى يبين العلاقة ما بين (h_o-h_w) مقابل r^2/t ورسم منحنى آخر يبين العلاقة $U, W(u)$ على ورق لوغاريتمي سيكونان بنفس الشكل، إلا أنهما يتغيران أفقيا وعموديا بواسطة الثوابت $4T/S, Q/4\pi T$ ويمكن تحقيق طريقة ـ Theis باتباع الخطوات التالية :ـ

١ . رسم منحنى قياسي يبين العلاقة $W(u)$ مقابل U على ورق لوغاريتمي اعتمادا على الجدول (٢-٥) (انظر الشكل (٣٢-٥).

٢ . رسم منحنى يبين العلاقة r^2/t مقابل (h_o-h_w) على ورق لوغاريتمي بنفس مقياس رسم المنحنى القياسي.

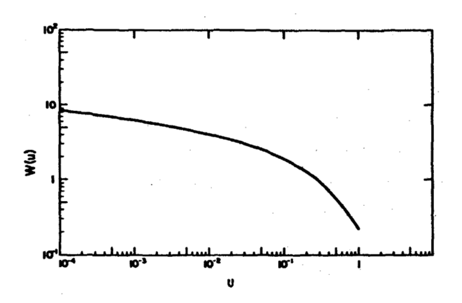
وذلك اعتمادا على القياسات الحقلية لهبوط المستوى البيزومتري (h_o-h_w) مع الزمن. (شكل ٣٣-٥).

٣ . مطابقة المنحنى القياسي فوق المنحنى الحقلي مع المحافظة على إبقاء الاحداثيات متوازية وتحريكهما أفقيا وعموديا حتى تتطابق المنحنيات أو حتى تتطابق معظم النقاط الحقلية على المنحنى القياسي.

٤ . اختيار نقطة تطابق عشوائية وقراءة قيم كل من $W(u), U, r^2/S, (h_o-h_w)$ من كلا المنحنيين في تلك النقطة (شكل ٣٤-٥).

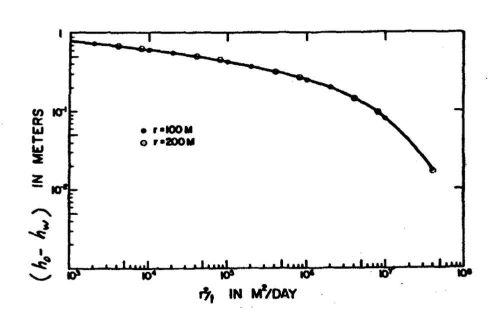
٥ . تطبيق المعادلة (٥.٨٩) من أجل حساب معامل الناقلية T والمعادلة (٥.٩٠) لحساب معامل التخزين اعتمادا على القراءات التي حصلنا عليها من الخطوة الرابعة.

وتجدر الاشارة إلى أنه يمكن رسم منحنى قياسي يبين العلاقة $W(u)$ مقابل U ومنحنى حقلي اعتمادا على قيم (h_o-h_w) مقابل t وبتطبيق نفس الخطوات السابقة يمكن ايجاد قيم كل من الناقلية ومعامل التخزين وكذلك يمكن رسم المنحنى القياسي بين $W(u)$ مقابل U والمنحنى الحقلي (h_o-h_w) مقابل $1/t$ لايجاد قيم الناقلية ومعامل التخزين.



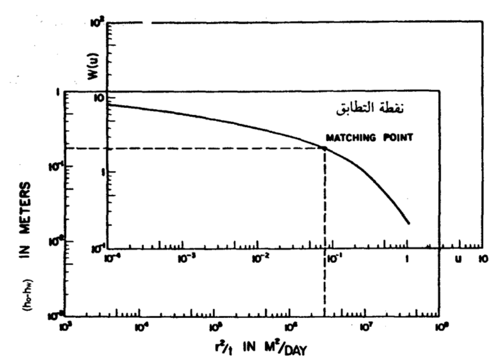
(شكـــل ٣٢-٥) منحنى يبـين العـلاقـة W(u) مقـابـل u على ورق لوغـاريتمي والمعلومات أخذت من الجدول (٢-٥)

(من Bouwer 1979)



(شكل ٣٣-٥) العلاقة بين (h_o-h_w) وr^2/t

(من Bouwer 1979)



(شكل ٣٤-٥) تطابق المنحنى في الشكل (٣٢-٥) مع المنحنى في الشكل (٣٣-٥)

(من Bouwer 1979)

طريقة جاكوب Jacob Method

يمكن حساب معامل الناقلية (T) ومعامل التخزين S حسب طريقة جاكوب اعتمادا على المعادلة (٢٧ . ٥) والتي يمكن اعادة كتابتها بالشكل التالي :-

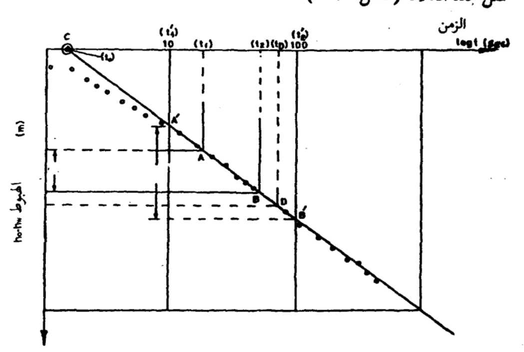
$$h_o - h_w = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25\,Tt}{r^2 S} \qquad (٥ . ٩٣)$$

يتضح من هذه المعادلة (٩٣ . ٥) ان الهبوط في مستوى المياه الجوفية يعتمد على زمن الضخ (t) وعلى المسافة من بئر المراقبة وبئر الضخ (r) أي أن $h_o - h_w = f(t,r)$ وبناء على ذلك يمكن تطبيق هذه الطريقة في الحالتين التاليتين :-

١ . في حالة ثبات المسافة (r) بين البئر الانتاجية وبئر المراقبة :-

يتم ضخ المياه في هذه الطريقة من البئر الانتاجية بسرعة ثابتة (Q) ويقاس الهبوط في مستوى المياه الجوفية مع الزمن من بئر المراقبة التي تبعد مسافة ثابتة عن

بئر الضخ. ويرسم علاقة بين الهبوط (ho-hw) وبين لوغاريتم الزمن (log t) على ورق نصف لوغاريتمي بحيث يوضع (log t) على المحور اللوغاريتمي و(ho-hw) على المحور نصف اللوغاريتمي، يمكن الحصول على خط مستقيم يمر بمعظم النقاط التي تمثل هذه العلاقة (شكل ٣٥-٥).



(شكل ٣٥-٥) العلاقة بين الهبوط والزمن

(من Erguvanli)

ويأخذ مقدار الهبوط في نقطتين واقعتين على هذا الخط تمثلان دورة لوغاريتمية (B, A) واعتمادا على المعادلة (٩٣ . ٥) نجد أن :-

$$(h_o-h_w)_A = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt_1}{r^2S}$$

و

$$(h_o-h_w)_B = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt_2}{r^2S}$$

وحيث أن فرق الهبوط بين النقطتين A, B هو Δh فإن :-

$$\Delta h = (h_o-h_w)_B - (h_o-h_w)_A$$

أي أن :-

$$\Delta h = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{t_2}{t_1}$$

وبما أن $t_2/t_1 = 10$ (لأي دورة لوغاريتمية) فإن :ـ

$$\Delta h = \frac{2.3Q}{4\pi T} \quad (٥ . ٩٤)$$

وحيث أن Q معلومة وΔh يمكن ايجادها من الخط المستقيم فيمكـــــن ايجاد T حسب المعادلة التالية :ـ

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi \Delta h} \quad (٥ . ٩٥)$$

وبملاحظة أن احداثيات نقطة تقاطع الخط المستقيم مع المحور اللوغاريتمي هي $c(t_0, 0)$ وهـذا يعني أن الهبوط في النقطة c في الزمن t_0 يساوي صفر وبتطبيق المعادلة (٥ . ٩٣) نجد أن :ـ

$$(h_0 - h_w)_C = \frac{2.3Q}{4\pi T} . \log \frac{2.25Tt_0}{r^2 S} = 0$$

وبما أن $2.3Q/4\pi T$ هو ثابت فإن :ـ

$$\log \frac{2.25Tt_0}{r^2 S} = 0$$

ومنه نجد أن :

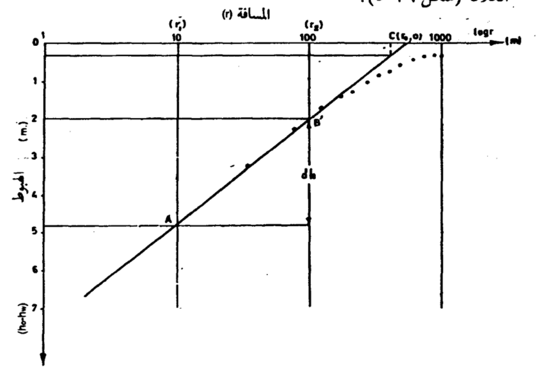
$$S = \frac{2.25Tt_0}{r^2} \quad (٥ . ٩٦)$$

وبذلك يمكن ايجاد قيمة S بمعلومية r, t_0, T .

ويمكن تطبيق طريقة جاكوب في الطبقات المائية الحرة علما بأن صحة سريان طريقة جاكوب تستلزم أن تكون $U \leq 0.01$ وهذا يمكن تحقيقه عادة بعد ساعة من ضخ المياه من الآبـار المحفـورة في الـطبقـات المائية المحصورة وبعد ١٢ ساعة للطبقات المائية الحرة، وعموما فإن زيادة مدة الضخ تعطي نتائج أفضل وخاصة في الطبقات المائية الحرة وذلك لوجود احتمالية العطاء المتأخر.

٢ . في حالة قياس الهبوط في فترة زمنية (t) ثابتة من عدة آبار مراقبة تبعد مسافة مختلفة عن بئر الضخ في نفس الوقت. وهي تشبه الطريقة السابقة إلا أن المتغير في هذه الحالة هو r والثابت هو الزمن (t) ويرسم علاقة بين قياسات الهبوط في آبار المراقبة والمسافات بين آبار المراقبة وبئر الضخ على ورق نصف لوغاريتمي بحيث توضـع المسـافـات r على المحـور اللوغاريتمي والهبوط $(h_0 - h_w)$ على المحور نصف

اللوغاريتمي يمكن الحصول على خط مستقيم يمر بمعظم النقاط التي تمثل هذه العلاقة (شكل ٣٦-٥).



شكل (٣٦-٥) العلاقة بين الهبوط والمسافة

(من Erguvanli)

وبأخذ مقدار الهبوط في نقطتين واقعتين على هذا الخط ويمثلان دورة لوغاريتمية (A, B) واعتمادا على المعادلة (٩٣ . ٥) نجد أن :-

$$(h_0-h_w)_A = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{r_1^2 S}$$

و

$$(h_0-h_w)_B = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{r_2^2 S}$$

وحيث أن فرق الهبوط بين النقطتين A, B هو Δh فإن :-

$$\Delta h = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{r_2^2}{r_1^2} = \frac{4.6Q}{4\pi T} \log \frac{r_2}{r_1}$$

وبما أن $r_2/r_1 = 10$ (لأي دورة لوغاريتمية) فإن :-

$$\Delta h = \frac{4.6Q}{4\pi T} \qquad (٥ . ٩٧)$$

وحيث أن Q معلومة و Δh يمكن ايجادها من الخط المستقيم فيمكن إيجاد T حسب المعادلة التالية :ـ

$$T = \frac{4.6Q}{4\pi \Delta h} \qquad (٥.٩٨)$$

وبملاحظة أن احداثيات نقطة تقاطع المستقيم مع المحور اللوغاريتمي هـــي $c(r_o,0)$ وهذا يعني أن الهبوط في النقطة c عند المسافة r_o يساوي صفراً. وبتطبيق المعادلة (٥.٩٣) نجد أن :ـ

$$\Delta h = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{r_o^2 S} = 0$$

وبما أن $2.3Q/4\pi T$ هو ثابت فإن :ـ

$$\log \frac{(2.25Tt}{r_o^2 S} = 0.$$

ومنه نجد أن :ـ

$$S = \frac{2.25Tt}{r_o^2} \qquad (٥.٩٩)$$

وبمعلومية r_o, t, T يمكن ايجاد معامل التخزين S حسب المعادلة (٥.٩٩).

طريقة Chow

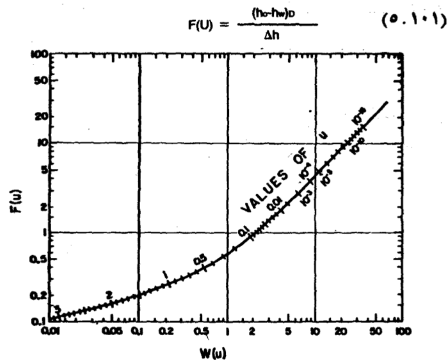
تعتبر هذه الطريقة تطبيقا لطريقتي Theis , Jacob معا وتعتمـــد على المعامـــل F(U) الذي عرضه Chow 1952 كما يلي :ـ

$$F(u) = \frac{W(u).e^{u}}{2.3} \qquad (٥.١٠٠)$$

حيث أن ـ U, W(U) كما عرفت في طريقة ـ Theis .

وتتلخص الطريقة بضخ المياه من البئر الانتاجية بسرعة ثابتة وقياس هبوط مستوى المياه الجوفية من بئر مراقبة تبعد مسافة ثابتة عن بئر الضخ ، وترسم علاقة بين الهبوط $(h_o\text{-}h_w)$ والزمـــن t (شكل ٣٥-٥) على شكل خط مستقيم حسب طريقة (Jacob) وإذا اخترنا أي نقطة على الخط المستقيم ولتكن D فإن احداثياتها ستكون $(D(h_o\text{-}h_w), t_D)$ (شكل ٣٥-٥) وبمعرفة الهبوط في دورة لوغاريتميـــة (Δh) حسب طريقة Jacob يمكن ايجاد المعامل F(U) حسب المعادلة التالية :ـ

$$F(U) = \frac{(h_o - h_w)_D}{\Delta h} \qquad (٥.١٠١)$$



شكل (٣٧-٥) منحنى يبين العلاقة بين U, W(u), F(U)

(من Chow 1952)

وبإيجاد قيمة W(U), U من المنحنى شكل (٣٧-٥) الذي عرضـــه ـ Chow 1952 (والذي يبين العلاقة بين W(U), U, F(U) حسب المعادلة (٥.١٠٠) مقابل قيمة F(U) التي تم حسابها من المعادلة (٥.١٠١) وبتطبيق المعادلة (٥.٨٩) نجد أن :ـ

$$T = \frac{QW(U)}{4\pi(h_o - h_w)_D} \qquad (٥.١٠٢)$$

و

$$S = \frac{4TU}{r^2 t_D} \qquad (٥.١٠٣)$$

فحص الرجوع : Recovery Test

لقد سبق وذكرنا أن مستوى المياه الجوفية يبدأ بالرجوع التدريجي إلى وضعه الأصلي بعد توقف الضخ من البئر الانتاجية، ومن أجل حساب الهبوط التخلفي (Residual Drawdown) في مستوى المياه الجوفية، فقد عرض ـ Theis 1935 المعادلة التالية اعتمادا على المعادلة (٥.٤٩) :ـ

$$(h_o - h_w)' = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{t}{t'} \qquad (٥.١٠٤)$$

حيث أن : $(h_o-h_w)^*$: يعبر عن الهبوط التخلفي.

t : الزمن منذ بداية توقف الضخ.

t : الزمن منذ بداية الضخ (مدة التجربة + t).

ويمكن تطبيق هذه المعادلة برسم علاقة بين قيم الهبوط التخلفي الذي يمكن قياسه من بئر المراقبة مقابل $\frac{t}{t}$ على ورق نصف لوغاريتمي وبشكل خط مستقيم يمر بمعظم النقاط التي تمثل هذه العلاقة، بحيث توضع قيم $\frac{t}{t}$ على المحور اللوغاريتمي وقيم الهبوط التخلفي $(h_o-h_w)^*$ على المحور نصف اللوغاريتمي، وبإيجاد قيمة الهبوط التخلفي في دورة لوغاريتمية $(\Delta h)^*$ يمكن حساب الناقلية من المعادلة التالية:-

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta h^*} \qquad (٥.١٠٥)$$

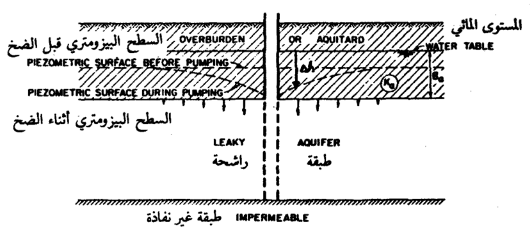
علما بأننا لا نستطيع إيجاد معامل التخزين من فحص الرجوع. ويمكن مقارنة قيمة T المحسوبة من فحص الرجوع مع قيم T المحسوبة من الطرق الأخرى.

(٢-١٣-٥) الطبقات المائية الراشحة Leaky Aquifers

لنأخذ حالة طبقة مائية راشحة (نصف مضغوطة) تعلوها طبقة نصف منفذة (شكل ٣٨-٥). ان ضخ الماء من البئر المحفورة في هذه الطبقة سيعقبه جريان باتجاه الأسفل من الطبقة العليا إلى الطبقة المائية وهذا الجريان يتناسب مع الفرق العمودي بين المستوى المائي في الطبقة العليا وبين المستوى البيزومتري في الطبقة المائية. وإذا فرضنا أن المستوى المائي في الطبقة العليا لا يتأثر بالضخ فإن الجريان باتجاه الأسفل يتناسب مع الهبوط في المستوى البيزومتري، وهذا صحيح في مراحل الضخ الأولي.

ان سرعة التغذية أو التصريف باتجاه الأسفل يمكن ايجاده من المعادلة التالية :- Bouwer 1978

$$V = K_a \frac{\Delta h}{B_a} \qquad (٥.١٠٦)$$



(شكل ٣٨-٥) بئر محفور في طبقة مائية راشحة

(من Bouwer 1978)

حيث أن: K_a : هي الموصلية الهيدروليكية للطبقة العليا (شكل ٣٨-٥).

B_a : ارتفاع المستوى المائي فوق السطح العلوي للطبقة الراشحة.

Δh : المسافة العمودية بين المستوى المائي في الطبقة العليا والمستوى البيزومتري بعد عملية الضخ (الهبوط في مستوى المياه الجوفية في حالة تطابق المستوى المائي مع المستوى البيزومتري قبل الضخ).

وتعرف المقاومة الهيدروليكية للطبقة المائية الراشحة (R_a) حسب (من Bouwer 1978) المعادلة التالية (بالأمتار):-

$$R_a = \frac{B_a}{K_a} \qquad (٥.١٠٧)$$

ويعرف معامل الترشيح B حسب Bouwer 1978 من المعادلة التالية (بالأمتار):-

$$B = \sqrt{R_a T} \qquad (٥.١٠٨)$$

ويمكن ايجاد الخواص الهيدروليكية للطبقات المائية الراشحة والطبقات نصف المنفذة العليا بواسطة الطرق التالية:-

طرق الحالة الثابتة Steady State Methods

طريقة:- DE Glee-Hantush Jacob

لقد عرض DE Glee 1930, 51 ,Hantush ,Jacob (1955) المعادلة التالية لحساب

الهبوط النهائـــي $(h_o-h_w)_r$ في المستوى البيزومتري في الآبار المحفورة في الطبقات المائية الراشحة عند المسافـــة r من بئر الضخ في حالة الجريان الثابـــت (مــــن Bouwer 1978) :-

$$(h_o-h_w)_r = \frac{Q}{2\pi T} K_o \left(\frac{r}{B}\right) \qquad (٥ . ١٠٩)$$

حيث أن : $(h_o-h_w)_r$: يعبر عن الهبوط المتـــزن عنـــد المسافـــة r من بئر الضخ .

B : كما عرفت في المعادلة (٥ . ١٠٨)

$K_o(r/B)$: دالة Hankel (Hankel Function) ويتم ايجادها من الجدول (٤-٥) الذي يبين العلاقة مــــا بيــــن $K_o(r/B)$ و (r/B)

ويمكن تطبيق المعـادلـــة (٥ . ١٠٩) بضـخ المياه من البئـر الانتـاجية بسرعـــة ثابتـــــة (Q) ولفترة زمنية كافية لوصول الهبوط في المستوى البيزومتري إلى حالة التوازن. وقياس الهبوط من عدة آبار مراقبة تبعد مسافات مختلفة من بئـر الضـخ، وبـرسم علاقة بين الهبـــوط (h_o-h_w) مقابل المسافة r على ورق لوغاريتمي بحيث يوضع الهبوط على الاحداثي الرأسي، وبرسم علاقة أخرى بيـــن $K_o(r/B)$ مقابل (r/B) على ورق لوغاريتمي بنفس مقياس الرسم السابق، بحيث توضع $K_o(r/B)$ على الاحداثي الرأسي وبالمحافظة على إبقاء الاحداثيات متوازية يمكن وضع أحد المنحنيين فوق الآخر وتحريكه حتى تتطابق معظم النقاط الحقلية على المنحنى $K_o(r/B)$ وباختيار نقطة تطابق معينة وقراءة احداثياتها من كلا المنحنيين، يمكن الحصول على قيم (h_o-h_w) و $K_o(r/B)$ في تلك النقطة وباستبدالهما في المعادلة (٥ . ١٠٩) يمكن الحصول على قيمـــة T ويمكن ايجاد قيمة R_e بقراءة (r/B) و r في نقطة التطابق ووضعهما في المعادلة (٥ . ١٠٨)، وبمعرفـــة R_e يمكن حساب سرعة التغذية في الطبقة المائية من المعادلة (٥ . ١٠٦).

طريقة - Hantush

لقد وجد Hantush (1956, 1964) أنه إذا كانت $r/B<0.05$ فإن المعادلة (٥ . ١٠٩) يمكـــن تقريبها إلـــى :- (مـــن Bouwer 1978)

$$(h_o-h_w)_r = \frac{2.3Q}{2\pi T} \log \frac{1.12B}{r} \qquad (٥ . ١١٠)$$

Values of $K_0(x)$ and $e^x K_0(x)$ for different values of x

x	$K_0(x)$	$e^x K_0(x)$	x	$K_0(x)$	$e^x K_0(x)$	x	$K_0(x)$	$e^x K_0(x)$
0.010	4.72	4.77	0.10	2.43	2.68	1.0	0.421	1.14
12	4.54	4.59	12	2.25	2.53	1.2	0.318	1.06
14	4.38	4.45	14	2.10	2.41	1.4	0.244	0.988
16	4.25	4.32	16	1.97	2.31	1.6	0.188	0.931
18	4.13	4.21	18	1.85	2.22	1.8	0.146	0.883
0.020	4.03	4.11	0.20	1.75	2.14	2.0	0.114	0.842
22	3.93	4.02	22	1.66	2.07	2.2	0.0893	0.806
24	3.85	3.94	24	1.58	2.01	2.4	0.0702	0.774
26	3.77	3.87	26	1.51	1.95	2.6	0.0554	0.746
28	3.69	3.80	28	1.44	1.90	2.8	0.0438	0.721
0.030	3.62	3.73	0.30	1.37	1.85	3.0	0.0347	0.698
32	3.56	3.68	32	1.31	1.81	3.2	0.0276	0.677
34	3.50	3.62	34	1.26	1.77	3.4	0.0220	0.658
36	3.44	3.57	36	1.21	1.73	3.6	0.0175	0.640
38	3.39	3.52	38	1.16	1.70	3.8	0.0140	0.624
0.040	3.34	3.47	0.40	1.11	1.66	4.0	0.0112	0.609
42	3.29	3.43	42	1.07	1.63	4.2	0.0089	0.595
44	3.24	3.39	44	1.03	1.60	4.4	0.0071	0.582
46	3.20	3.35	46	0.994	1.58	4.6	0.0057	0.570
48	3.16	3.31	48	0.958	1.55	4.8	0.0046	0.559
0.050	3.11	3.27	0.50	0.924	1.52	5.0	0.0037	0.548
52	3.08	3.24	52	0.892	1.50			
54	3.04	3.21	54	0.861	1.48			
56	3.00	3.17	56	0.832	1.46			
58	2.97	3.14	58	0.804	1.44			
0.060	2.93	3.11	0.60	0.777	1.42			
62	2.90	3.09	62	0.752	1.40			
64	2.87	3.06	64	0.728	1.38			
66	2.84	3.03	66	0.704	1.36			
68	2.81	3.01	68	0.682	1.35			
0.070	2.78	2.98	0.70	0.660	1.33			
72	2.75	2.96	72	0.640	1.32			
74	2.72	2.93	74	0.620	1.30			
76	2.70	2.91	76	0.601	1.28			
78	2.67	2.89	78	0.583	1.27			
0.080	2.65	2.87	0.80	0.565	1.26			
82	2.62	2.85	82	0.548	1.24			
84	2.60	2.83	84	0.532	1.23			
86	2.58	2.81	86	0.516	1.22			
88	2.55	2.79	88	0.501	1.21			
0.090	2.53	2.77	0.90	0.487	1.20			
92	2.51	2.75	92	0.473	1.19			
94	2.49	2.73	94	0.459	1.18			
96	2.47	2.72	96	0.446	1.16			
98	2.45	2.70	98	0.443	1.15			
0.100	2.43	2.68	1.00	0.421	1.14			

Source: From Hantush, 1956. Reference to the original article is made for more extensive data and expression of the functions in more significant figures.

جدول (٥-٥) لاحظ أن ($X = r/B$)

قيم $K_0(x)$ $e^x K(x)$ لقيم مختلفة لـ X

لاحظ أن ($X = r/B$)

ومن أجل إيجاد قيمة T حسب المعادلة (٥ . ١١٠) فإنه يلزم رسم علاقة بين $(h_o-h_w)_f$ مقابـــــل log r على ورق نصف لوغاريتمي، وبذلك يمكن الحصول على خط مستقيم يمر بمعظم النقاط التي تمثل هذه العلاقة عندما تكـــون $r/B<0.05$ وبإيجاد قيمة الهبوط Δh_f في دورة لوغاريتمية يمكن حساب معامل الناقلية من المعادلة التالية :-

$$T=\frac{2.3Q}{2\pi\Delta h_f} \qquad (٥ . ١١١)$$

وبمـد الخط المستقيم بحيث يقـطع الاحـداثي الافقي في r_o عنـدمـــا تكـــون $(h_o-h_w)_f=0$ وبوضع هذه القيم في المعادلة (٥ . ١١٠) نحصل على :-

$$B=\frac{r_o}{1.12} \qquad (٥ . ١١٢)$$

وبذلك نستطيع ايجاد قيمة R_a من المعادلة (٥ . ١٠٨).

طرق الجريان غير الثابت Unsteady-State Method

طريقة Walton

لايجاد الخواص الهيدروليكية للطبقات المائية الراشحة، فقد وضع Walton-1962 حلا للمعادلة (٥ . ٥٩) تشبه حـــــل Theis للمعادلة (٥ . ٢٦) ولتحقيق ذلك يمكن رسم علاقة بين الهبوط (h_o-h_w) مقابـــــل t/r^2 على ورق لوغاريتمي اعتمادا على قياسات آبار المراقبة. ورسم عدة منحنيات قياسية على ورق لوغاريتمي بنفس مقياس الرسم السابق بين W(u, r/B) مقابل U بحيث يوضع W(u, r/B) على الاحداثي الرأسي و U على الاحداثي الأفقي، وكل منحنى يمثل قيمة معينة لـ r/B وذلك من الجدول (٣-٥) كما في الشكل (٢١-٥).

وبالمحافظة على إبقاء الاحداثيات متوازية في كلا المنحنيين، يوضع المنحنى الحقلي فوق المنحنيات القياسية ويحرك حتى يتم اختيار منحنى قياسي مناسب، وبـاختيار نقـطة تطابق للمنحنى القياسي المناسب مع المنحنى الحقلي وقراءة احداثيات هذه النقطة من كلا المنحنيين يمكن ايجاد قيمة (h_o-h_w), W(u, r/B) في نقطة التطابق وباستبدال هذه القيم في المعادلة (٥ . ٥٩) يمكن ايجاد قيمة T ومن

قراءة قيمة U ,t/r^2 في نقطة التطابق ومن معرفة T يمكن حساب S من المعادلة (٥.٢٤) وكذلك يمكن ايجاد قيمة B من قيمة r/B في نقطة التطابق على المنحنى القياسي الذي تم اختياره مطابقا للمنحنى الحقلي.

طريقة Hantush

لقد طور Hantush 1956 طريقة لحساب R_a, S, T اعتمادا على معلومات تجارب الضخ غير الثابت، حيث استفاد من نقطة الانعطاف (Inflection Point) (Pi) على المنحنى الذي يبين العلاقة بين الهبوط (h_o-h_w) ولوغاريتم الزمن $\log t$. وعرّف نقطة الانعطاف بالنقطة التي يكون فيها الهبوط في مستوى المياه الجوفية يساوي نصف الهبوط النهائي $(h_o-h_w)_f$ وعرض المعادلة التالية لحساب الهبوط $(h_o-h_w)_i$ في نقطة الانعطاف ـ (من bouwer 1978)

$$(h_o-h_w)_i = \frac{Q}{4\pi T} \; K_o\left(\frac{r}{B}\right) \qquad (٥.١١٣)$$

حيث تعرف الدالة $K_o(r/B)$ بدالة ـ Hankel .

وقد وجد قيمة U في نقطة الانعطاف مساوية لقيمة $r/2B$ وباستبدالها في المعادلة (٥.٢٤) نجد أن :ـ

$$\frac{r}{2B} = \frac{r^2 S}{4\pi t_i} \qquad (٥.١١٤)$$

حيث أن: t_i هو الزمن (t) في نقطة الانعطاف.

ويعبر عن ميل المنحنى في نقطة الانعطاف بالتغير في الهبوط Δh_i في دورة لوغاريتمية في الزمن (t) وحسب المعادلة التالية :ـ

$$\Delta h_i = \frac{2.3Q}{4\pi T} e^{-r/B} \qquad (٥.١١٥)$$

ويحل هذه المعادلة (٥.١١٥) لـ r نجد أن :ـ

$$r = 2.3B\left(\log \frac{2.3Q}{4\pi T} - \log(\Delta h_i)\right) \qquad (٥.١١٦)$$

ومنه يمكن اشتقاق النسبة بين $(h_o-h_w)_i$, Δh_i كما يلي :ـ

$$2.3 \frac{(h_o-h_w)_i}{\Delta h_i} = e^{r/B} \cdot K_o \frac{r}{B} \qquad (٥ . ١١٧)$$

ان قيمة الدالة $e^{r/B} K_o(r/B)$ لقيم مختلفة لـ r/B قد أعطيت في الجدول (٤-٥).

ومن أجل إيجاد قيم R_a, S, T من تجارب الضخ يمكن رسم منحنى بين الهبـــوط (h_o-h_w) المقاس من بئر المراقبة مقابل $\log t$ على ورق نصف لوغاريتمي، بحيث يوضع الهبوط (h_o-h_w) على الاحداثي الرأسي، ويمكن معرفة الهبوط النهائي $(h_o-h_w)_f$ من هذا المنحنى باختيار قيمة كبيرة للزمن (t) وقراءة احداثيات الهبوط عند تلك القيمة. وبوضع نقطة الانعطـاف فـي منتصـف الهبـوط النهائـــي $((h_o-h_w)_i = 1/2(h_o-h_w)_f)$ وقراءة قيمة الزمن في تلك النقطة (t_i) من المنحنى، وايجاد قيمة الهبوط Δh_i في دورة لوغاريتمية (ميل المنحنى عند النقطة P_i) واستبــدال قيـــم $\Delta h_i, (h_o-h_w)_i$ في المعادلة (٥ . ١١٧) يمكن الحصول على قيمة الدالـــة $e^{-r/B} K_o(r/B)$ وبـذلك يمكن ايجاد قيمة r/B من الجدول (٤-٥). وباستعمـــال قيمـــة r/B في الجدول (٤-٥) يمكن الحصول على قيمة $K_o(r/B)$. وبذلك يمكن حســـاب T من المعادلة (٥ . ١١٣) وS من المعادلة (٥ . ١١٤)، وكذلك يمكن استعمال قيمـــة r لحساب B من r/B والتي يمكن بواسطتها حســـاب R_a من المعادلة (٥ . ١٠٨).

لقد عرض Hantush 1956 حلا آخر لحساب الخواص الهيدروليكيـــة R_a, S, T للطبقات المائية الراشحة، وذلك برسم أكثر من منحنى خطي بين الهبوط (h_o-h_w) المقاس من أكثر من بئر مراقبة مقابل الزمن t على ورق نصف لوغاريتمي، بحيث يوضـع الهبوط على المحور الرأسي. ثم يتم ايجاد قيم الهبوط في دورة لوغاريتميـــة (Δh) في كل منحنى. وبرسم منحنى آخر للمسافة (r) بين آبار المراقبة وبئر الضخ مقابل $\log \Delta h$ على ورق نصف لوغاريتمي، وايجاد التغير في المسافة Δr لكل دورة لوغاريتمية لـ Δh .

ويمد الخط المستقيم ليقطع المحور الأفقي يمكن قراءة قيمة الهبوط Δh_o عند المسافة r_o ومن قيم Δr وΔh_o يمكن حساب B من المعادلة التالية :- (من Bouwer 1978)

$$B = \frac{\Delta r}{2.3} \qquad (٥ . ١١٨)$$

ويمكن حساب T من المعادلة التالية :ـ (من Bouwer 1978)

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta h_o} \qquad (٥.١١٩)$$

وبذلك يمكن حساب R_a من المعادلة (٥.١٠٨) وبايجاد قيمة الدالة $K_o(r/B)$ من الجدول (٤-٥) لقيمة r/B وباستبدالها في المعادلة (٥.١١٣) بمعرفة T, Q يمكن ايجاد الهبوط في نقطة الانعطاف $(h_o-h_w)_i$.

(٣-١٣-٥) الطبقات المائية غير المحصورة (الحرة)

Unconfined Aquifer

طرق الحالة الثابتة Steady - State

ان حساب معامل الناقلية (T) للطبقات المائية الحرة في الحالة الثابتة يمكن تحقيقه بضخ الماء من البئر الانتاجية بسرعة ثابتة (Q) ولمدة كافية لوصول الهبوط في المستوى المائي إلى حالة الاتزان، ومن ثم قياس الهبوط في المستوى المائي من بئري مراقبة تبعدان مسافات معلومة عن بئر الضخ، ومن تحليل المعادلة (٥.٥) يمكن ايجاد معامل الناقلية للطبقات المائية الحرة حسب المعادلة التالية :ـ

$$T_h = \frac{Q\ln\frac{r_2}{r_1}}{2\pi\,(h_2-h_1)} = \frac{Q\ln\frac{r_2}{r_1}}{2\pi\,(h_o-h_1)-(h_o-h_2)} \qquad (٥.١٢٠)$$

حيث أن : T_h : الناقلية ما بين r_1, r_2 وقد عرفت في المعادلة (٥.٥)

r_1 : المسافة بين بئر المراقبة الاولى والبئر الانتاجية .

r_2 : المسافة بين بئر المراقبة الثانية والبئر الانتاجية .

(h_o-h_1) : الهبوط في المستوى المائي المقاس من بئر المراقبة الأولى .

(h_o-h_2) : الهبوط في المستوى المائي المقاس من بئر المراقبة الثانية .

وبمعرفة T_h يمكن ايجاد T لكامل سمك الطبقة المائية من المعادلة التالية :ـ (من Bouwer 1978)

$$T = \frac{2h_o}{2h_o-(h_o-h_1)-(h_o-h_2)}\,.T_h \qquad (٥.١٢١)$$

وبمعرفة T يمكن ايجاد معامل التخزين للطبقات المائية الحرة بنفس الطريقة التي سبق شرحها للطبقات المائية المحصورة في الحالة الثابتة .

وتجدر الاشارة إلى أنه ليس من الضروري الاستمرار في الضخ لغاية الوصول إلى حالة الثبات الحقيقية وذلك لأن فرق الهبوط في بئري المراقبـــــة - $((h_0-h_1)$ $(h_0-h_2))$ يصل إلى حالة الثبات قبل وصول الهبوط إلى حالة الثبات في كلا البئرين وهذا ينطبق على الطبقات المائية المحصورة.

طرق الحالة غير الثابتة Unsteady State Methods

يمكن تطبيق طرق Chow, Theis, Jacob المستعملة في الطبقات المائية المحصورة من أجل حساب S, T للطبقات المائية الحرة. ويعرف معامل التخزين للطبقات المائية الحرة بالعطاء النوعي.

ان قيمة T التي يمكن الحصول عليها من الطرق السابقة هي معامل الناقلية لمعدل ارتفاع المستوى المائي بين آبار المراقبة أثناء الضخ ويمكن ايجاد قيمة T لكامل سمك الطبقة المائية الحرة بتطبيق المعادلة (١٢١ . ٥).

الفصل السادس

شبكات الجريان
والخرائط الهيدروجيولوجية
Flow nets and Hydrogeological maps

تمثل شبكة جريان الماء، سلوك تدفق الماء في الأرض بشكل خطوط جريان تنطبق عليها العلاقات الأساسية المتشابهة لحركة المياه الجوفية ممثلة بمعادلة لابلاس التي سبق الإشارة إليها (المعادلة ٣.٩٧) وبتحليل شبكات الجريان يمكن التنبؤ بكمية تخزين وحركة المياه الجوفية.

تتكون شبكة الجريان من عائلتين من الخطوط أو المنحنيات. العائلة الأولى وتدعى خطوط الجريان (flow lines)وتمثل إتجاهات مرور المياه عبر مقطع معين، كمرور الماء في الطبقات المائية باتجاه العلو المتناقص (Decreasing head) أو باتجاه تناقص العلو. والعائلة الثانية وتدعى خطوط تساوي الجهد (Equipotential line) وتمثل الخطوط أو المنحنيات المتساوية في الطاقة أو الضغط مثل الخطوط الكنتورية بالنسبة لمناسيب الارتفاع، وهذه الخطوط تتقاطع مع خطوط الجريان في زوايا مناسبة.

تجري جزيئات الماء عبر الوسط المسامي عادة بشكل خطوط جريان نظرية، وكما أشرنا سابقا فإن الماء يجري في حالة وجود فرق في الطاقة أو العلو (head) من الضغط العالي إلى الضغط المنخفض وإذا كانت الحدود المحيطة بالوسط المسامي متوازية فإن خطوط الجريان تكون عادة مستقيمة ومتوازية ولكنها غالباً ما تكون منحنية. أما بالنسبة لخطوط تساوي الجهد فإنها تُعبرٌ عن تدرج استهلاك الضغط أو العلو أو الطاقة الناتج عن قوى الاحتكاك المقابلة. والقاعدة في هذه الظاهرة أن أي بيزوميتر منغرس في أي مكان على خط تساوي الجهد سيرتفع فيه الماء بنفس

مقدار ارتفاع الماء في البيزوميتر المنغرس في أي مكان آخر على امتداد هذا الخط، وبهذا يكون مستوى الطاقة في أية نقطة على هذا الخط متساوياً. والقواعد الأساسية التالية تنطبق على أية شبكة جريان من الناحية العملية :-

١ - يجب أن تتقاطع خطوط الجريان وخطوط تساوي الجهد بزوايا قائمة، بحيث تشكل نقاط التقاطع زوايا مربعات.
٢ - يجب أن تكون متطلبات دخول وخروج تيار الماء بشكل مناسب.
٣ - يجب أن تتبع قاعدة الانحراف (deflection) الأساسية عند الانتقال من وسط ذي نفاذية عالية إلى وسط ذي نفاذية منخفضة والعكس صحيح.
٤ - ان خطوط تساوي الجهد المحاذية لبعضها بعضاً لها فاقد علو متساوي (Equip. head loss).
٥ - ان كمية الجريان متساوية بين خطي جريان متحاذيين.
٦ - ان كمية الجـريان في مقطع معين ثابتة إلا إذا فقدت أو اكتسبت مياها من قنوات التصريف.

إن أنظمة الجريان الجوفية غالباً ما تكون أكثر تعقيداً من الحالات البسيطة للجريان ذات البعد الواحد (الجريان باتجاه واحد) فإذا رغبنا بمعرفة تأثير الضخ على مستوى الماء من عدة آبار محفورة في طبقة مائية، وكيف يتأثر الهبوط حول البئر بوجود الحدود الصلبة مثل الجبال، أو موانع التغذية مثل الجداول التي يرشح منها الماء إلى باطن الأرض وكيف أن الرشح من الجداول وأحواض التغذية يتأثر بعمق المستوى المائي وبالظروف الجوفية الأخرى، وكيف تكون ردة فعل مستويات المياه الجوفية نتيجة ضخ المياه من الآبار ونتيجة تصريف الجداول في أنظمة الطبقات المائية، وكيف يمكن السيطرة على المياه المالحة في تغذية المياه الجوفية، وكيف تتأثر أنظمة الجريان بعدم تشابه وعدم تجانس الوسط المسامي، وكيف يساهم الجريان في النطاق المعلق في حركة المياه الجوفية وبعلاقات المياه الجوفية بالمياه السطحية. فإن ذلك كله يتطلب فهماً جيداً وتحليلا صحيحاً لشبكات الجريان. ولتحقيق ذلك دعنا ندرس الحالات التالية :-

٦-١ الأنظمة المتشابهة والمتجانسة Homogeneous Isotropic systems

ان معادلة الجريان الثابت خلال الوسط المتشابه والمتجانس هي الشكل العام لمعادلة لابلاس التالية (المعادلة ٣.٩٧) حيث التدفق أو الجريان في ثلاثة اتجاهات :ـ

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

وإذا ما اعتبرنا الجريان في اتجاهين فقط فإن المعادلة السابقة تصبح كما يلي :ـ

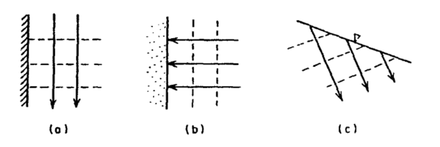
$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \qquad (٦.١)$$

يمكن تمثيل المعادلة (٦.١) بعائلتين من الخطوط البيانية التي تتعامد مع بعضها بعضاً لتكون أشكالاً مربعة تعرف بشبكات الجريان، التي هي مقطع عرضي ذو بعدين (ذو اتجاهين) من نظام ذي ثلاثة أبعاد، وتمثل خطوط الجريان (flow lines) مجموعة من هذه الخطوط بينما تمثل المجموعة المتعامدة معها خطوط تساوي الجهد (Equipotential lines) . وإذا فرضنا أن الجريان ثابت وأن منطقة الجريان متشابهة ومتجانسة ومشبعة كليا فإنه يمكن تمييز ثلاثة أنماط من الحدود في هذه المنطقة وهي :ـ

١ ـ الحدود غير المنفذة Impermeable bounderies

٢ ـ حدود العلو الثابت Constant-head bounderies

٣ ـ حدود مستوى المياه Water table bounderies



a) الحدود المنفذة.

جريان المياه الجوفية بالقرب من b) حدود العلو الثابت.

c) حدود مستوى المياه.

شكل (١-٦) (من freeze 1979)

ان خطوط الجريان بالقرب من الحدود غير النفاذة (شكل (١-٦)a) تكون موازية ومشابهة لهذه الحدود أما خطوط تساوي الجهد فتلتقي معها في زوايا مناسبة. وحيث أن المياه لا تعبر الحواجز المائية وباعتبار التصريف النوعي في هذه الحواجز يساوي صفراً فإن المعادلة (٦.١) تعني أن :- (freeze 1979)

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \qquad (٦.٢)$$

أو

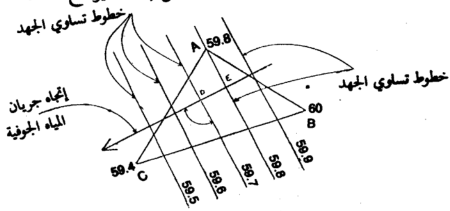
$$\frac{\partial h}{\partial z} = 0 \qquad (٦.٣)$$

وهذا يعني عدم وجود جريان عبر خطوط الجريان التي تمثل المعادلتين (٦.٢) و(٦.٣) في شبكة الجريان التي تشكل حدودا غير منفذة.

ان خطوط تساوي الجهد بالقرب من حدود العلو الثابت (ثابت = h = c) تكـون موازية ومشابهة لهذه الحدود، أما خطوط الجريان فتلتقي معها في الزوايا الصحيحة (شكل (١-٦)c) ، وهذا يعني أن العلو الضغطي في المستوى المائي يساوي صفرا. لذلك فإن المعادلة (٣..٥٤) تصبح :-

$$h = z \qquad (٦.٤)$$

وعليه فإن علو المنسوب (Elevation head) يكون مساويا للعلو الهيدروليكي في أية نقطة على سطح الطبقة المائية الحرة في حالة الجريان الثابت. وكذلك فإن تتابع خطوط الجريان يكون عموديا على منحنيات تساوي الجهد، وفي حالة معرفة ثلاثة مناسيب للمياه الجوفية من ثلاثة آبار فقط، يمكن تخمين مواقع الخطوط الوهمية للمياه الجوفية وتحديد اتجاه الجريان والشكل (٢-٦) يوضح ذلك.



(شكل ٢-٦) تحديد إتجاه الجريان

ان الظروف الحدية الموضحة في الشكل (١-٦)c ، هي حدود مستوى المياه الجوفية في حالة التغذية، ويظهر في الشكل (١-٦)c كيف أن كل من خطوط الجريان وخطوط تساوي الجهد لا تكون موازية أو مشابهة لمستوى المياه الجوفية في هذه الحالة. ومستوى المياه ليس هو خط جريان وليس خط تساوي جهد وهو ببساطة خط متغير ولكن العلو الهيدروليكي (h) له معروف (freeze, 1979) .

٢-٦ حساب التصريف (كمية التدفق) بواسطة شبكة الجريان:

سبق وأشرنا إلى القانون العام للتصريف أو كمية الجريان عبر الأنابيب أو الأقنية المفتوحة بالمعادلة (٣.١١) التالية:-

$$Q = V.A$$

ويمكن تطبيق هذا القانون على جريان الماء في الأوساط المسامية (مثل الطبقات المائية) بحيث تعبر (A) عن مساحة المقطع المخصص للجريان وV عن سرعة الجريان عند الخروج وتساوي (Ki) . وبهذا يمكن تطبيق قانون دارسي (المعادلة (٣.٢٤) لكل وحدة عرض من مقطع الجريان كما يلي:-

$$dQ = K.i.A$$

تسمى المنطقة الواقعة بين خطي جريان متجاورين، انبوب الجريان (flow tube) أو قناة الجريان، وإذا كانت المسافة بين خطوط الجريان متساوية فإن التصريف أو كمية الجريان بين هذه الخطوط تكون متساوية. وبذلك فإن التصريف الكلي يساوي عدد أنابيب الجريان في المقطع مضروباً بكمية الجريان في كل أنبوب جريان ويمكن التعبير عن ذلك حسب المعادلة التالية:-

$$Q = N_f . dQ \qquad (٦.٥)$$

حيث أن Q : التصريف الكلي.

N_f : عدد أنابيب الجريان في المقطع.

dQ : التصريف أو كمية الجريان في كل أنبوب جريان.

وباستبدال كمية الجريان أو التصريف لكل وحدة عرض من مقطع الجريان

ووضعها في المعادلة (٦.٥) نجد أن :ـ

$$Q = N_s . K . i . A \qquad (٦.٦)$$

وبما أن الميل الهيدروليكي (i) يساوي (dh/dl) فإن المعادلة (٦.٦) لكل وحدة عرض من مقطع الجريان يمكن صياغتها بالشكل التالي :ـ

$$Q = N_s . K . dh \qquad (٦.٧)$$

حيث أن K : الموصلية الهيدروليكية.

dh : فاقد العلو الهيدروليكي من مجموع العلو (H) لكل انبوب جريان وبما أن :ـ

$$H = dh . N_d \qquad (٦.٨)$$

حيث أن N_d يعبر عن عدد وحدات فاقد الجهد بين خطوط تساوي الجهد.

لهذا فإن التصريف أو كمية الجريان لوحدة من مقطع الجريان تحسب كما يلي :ـ

$$Q = N_s . K . \frac{H}{N_d}$$

أو (٦.٩)

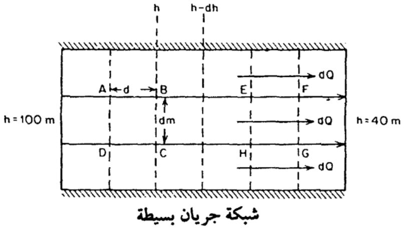
$$Q = \frac{N_s}{N_d} K . H$$

وبذلك يمكن الاستفادة من شبكات الجريان في حساب كمية التصريف عبر وسط مسامي بمعرفة الموصلية الهيدروليكية للمواد المتشابهة والمتجانسة في منطقة الجريان. ولتوضيح ذلك لنأخذ الشكل (٣-٦) الذي يوضح شبكة جريان كاملة ومبسطة تحتوي على ثلاثة أنابيب جريان (N= 3) وست وحدات لفاقد الجهد تقع بين خطوط تساوي الجهد (N_d=6) ، فإذا كان مجموع فاقد العلو لكل أنبوب جريان يساوي 60m (H= 100-40) وهو الفرق بين العلو الهيدروليكي (h) الداخل والخارج. وعلى اعتبار أن للموصلية الهيدروليكية لمواد منطقة الجريان تساوي 10^{-4}m/sec فإنه بتطبيق المعادلة (٦.٩) نجد أن (freeze 1979) :ـ

$$Q = 3x10^{-3} m^3/sec$$

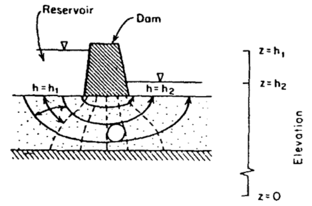
ان المعادلة (٦.٩) يجب تطبيقها في حالة أنظمة الجريان البسيطة المحاطة بحد واحد للتغذية وآخر للتصريف. أما في حالة الأنظمة الأكثر تعقيداً فمن

الأفضل حساب dQ لأحد أنابيب الجريان وضرب النتيجة بعدد أنابيب الجريان للحصول على Q .



شبكة جريان بسيطة

(من freeze 1979)



تسرب المياه أسفل سد عبر صخور محاطة على عمق معين بحدود غير منفذة

(شكل ٤-٦) (من freeze 1979)

تبين شبكة الجريان المبينة في الشكل (٤-٦) رشح المياه أسفل سد عبر صخور محاطة على عمق معين بحدود غير منفذة . وهي مكونة من مربعات غالبا ما تكون ذات خطوط منحنية لها أبعـاد مركـزية متسـاوية وقـد تظهـر بشكل آخر. ومن الضروري أن يكون لشبكات الجريان حدوداً تنتهي في جميع جوانبها، ويلاحظ أن شبكة الجريان في الشكل (٤-٦) تحتوي على أنبوب جريان جزئي في طرفها

يعتمد توزيع العلو الهيدروليكي في الوسط المسامي المتشابه والمتجانس على الظروف الحدية ومع أن الموصلية الهيدروليكية تلعب دورا بارزاً في حساب التصريف من شبكات الجريان إلا أنها لا تحدد نوعية شبكة الجريان وطبيعتها. وعند رسم شبكات الجريان يجب مراعاة ما يلي:-

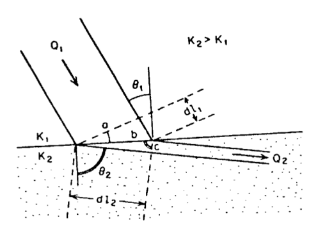
١ - خطوط الجريان يجب أن تتقاطع مع خطوط تساوي الجهد بزوايا صحيحة في كل مكان على طول النظام.
٢ - يجب أن تلتقي خطوط تساوي الجهد مع الحدود غير المنفذة في زوايا صحيحة.
٣ - خطوط تساوي الجهد يجب أن تكون متوازية مع حدود العلو الثابت.
٤ - إذا رسمت شبكة الجريان كمربعات في جزء من الحقل فيجب أن تكون على شكل مربعات في كل مكان من الحقل باستثناء أنابيب الجريان الجزئي في الأحرف.

٣-٦ الأنظمة غير المتشابهة وقانون الظل

Heterogeneous systems and the tangent law

لقد سبق وذكرنا أن الموصلية الهيدروليكية للأنظمة غير المتشابهة تكون مختلفة، وعند مرور المياه عبر الحدود الجيولوجية بين تكوينين مختلفين في الموصلية الهيدروليكية، فإن خطوط الجريان تتصرف وكأنها مارة من وسط إلى وسط آخر. وسيحدث انكسار للمياه الجوفية حسب قانون الظل. ولتحقيق هذا المفهوم دعنا ننظر إلى الشكل (٥-٦) حيث يظهر أنبوب أو قناة جريان تمر من وسط ذي موصلية هيدروليكية $K1$ إلى وسط آخر ذي موصلية هيدروليكية K_2 وفي حالة الجريان الثابت فإن كمية الجريان أو التصريف الداخل $(Q1)$ تساوي كمية الجريان أو التصريف الخارج Q_2 وذلك تحقيقاً لقانون الاستمرارية. وبتطبيق قانون دارسي نجد أن:- . (freeze, 1979)

$$K_1 \; a. \frac{dh_1}{dl_1} = K_2 \; C. \frac{dh_2}{dl_2} \qquad (٦.١٠)$$



إنكسار خطوط الجريان في الحدود الجيولوجية

(شكل ٥-٦) (من freeze, 1979)

حيث أن dh_1 : الهبوط في العلو عبر المسافة dh_1 .

dh_2 : الهبوط في العلو عبر المسافة dh_2 .

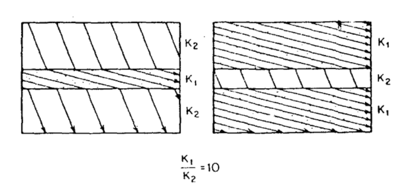
وبما أن dl_2, dl_1 يحيطان نفس خطي تساوي الجهد فإنه يتضح أن $dh_1 = dh_2$ كذلك فإن المسافة b على طول الحدود بين خطي جريان متساويين يجب أن تكون نفسها في كل جهة من الحدود. وهندسيا نجد أن $\cos\theta_1 = a/b$, $\cos\theta_2 = c/b$ وبملاحظة أن $b/dl_1 = 1/\sin\theta_1$ و $b/dl_2 = 1/\sin\theta_2$ فإن المعادلة (٦.١٠) تصبح بالشكل التالي:-
بالشكل التالي:-

$$K_1 \frac{\cos\theta_1}{\sin\theta_1} = K_2 \frac{\cos\theta_2}{\sin\theta_2} \qquad (٦.١١)$$

أو

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan\theta_1}{\tan\theta_2} \qquad (٦.١٢)$$

لذا فإن الجريان المشبع الذي يمر في وسط ذي موصلية هيدروليكية معينة إلى آخر ذي موصلية هيدروليكية مختلفة يواجه انكسارا في خطوط الجريان بحيث تكون نسبة الموصلية الهيدروليكية في الوسط الأول إلى الموصلية الهيدروليكية في الوسط الثاني مساوية لنسبة ظل زوايا خطوط الجريان مع المحور الرأسي (شكل ٥.٦) ويتضح من المعادلة (٦.١٢) أن معرفة K_2, K_1 و Q_1 تقودنا إلى معرفة Q_2 .



(شكل ٦-٦) انكسار خطوط الجريان في الأنظمة الطبقية

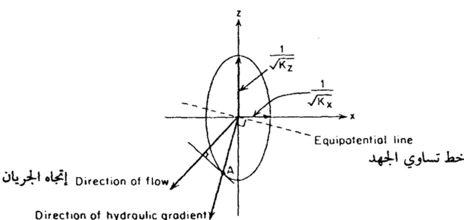
(after Hubbert 1940)

يبين الشكل (٦-٦) سلوك خطوط الجريان في الحالة التي يكون فيها $(K_1/K_2) = 10$ وإذا أردنا إكمال نظام الجريان، برسم خطوط تساوي الجهد، فمن الواضح أنه من غير الممكن أن تكون شبكة الجريان بشكل مربعات في جميع أجزاء التكوين، وستصبح المربعات في تكوين ما ذات زوايا في التكوين الآخر. وعموما يجب مراعاة القواعد الأساسية التالية عند رسم شبكات الجريان في الأنظمة غير المتجانسة.

١ ـ خطوط الجريان وخطوط تساوي الجهد يجب أن تتقاطع في الزوايا الصحيحة في كل مكان في النظام.
٢ ـ خطوط تساوي الجهد يجب أن تلتقي بالحدود غير النفاذة في الزوايا الصحيحة.
٣ ـ خطوط تساوي الجهد يجب أن توازي حدود العلو الثابت.
٤ ـ يجب تطبيق قانون الظل في الحدود الجيولوجية.
٥ ـ إذا رسمت خطوط الجريان كمربعات في جزء من التكوين فيجب أن تخرج بشكل مربعات في جميع أجزاء التكوين ذات الموصلية الهيدروليكية الواحدة.

أما في التكاوين المختلفة الموصلية الهيدروليكية فيظهر فيها الوضع الزاوي وهذا يجعل رسم وتحليل شبكات الجريان في الأنظمة غير المتجانسة صعبا.

٦-٤ تحديد اتجاه الجريان في الوسط غير المتشابه بواسطة الشكل البيضوي للموصلية الهيدروليكية



إيجاد اتجاه الجريان في الوسط غير المتشابه عندما تكون $K_x/K_z = 5$
(شكل ٧-٦) (من freeze, 1979)

ان خطوط الجريان وخطوط تساوي الجهد في الوسط المسامي المتجانس وغير المتشابه لا تكون متعامدة، ويعتبر رسم شبكات الجريان في مثل هذه الحالة معقدا إلى حد ما. ومن أجل تحديد اتجاه الجريان في الوسط غير المتشابه في أية نقطة على خط تساوي الجهد المرسوم اعتمادا على المعلومات البيزومترية الحقلية، يمكن رسم شكل بيضوي عكسي للموصلية الهيدروليكية بالأنصاف المحورية $1/\sqrt{k_z}, 1/\sqrt{k_x}$ في نقطة محددة داخل الحقل xz (شكل ٧-٦)، وإقامة خط عمودي على خط تساوي الجهد يمثل اتجاه الميل الهيدروليكي بحيث يقطع محيط الشكل البيضوي في نقطة مثل A كما في الشكل (٧-٦). وبرسم مماس من النقطة A وإقامة عمود على هذا المماس بحيث يمر بنفس النقطة المراد إيجاد اتجاه الجريان فيها يتحدد اتجاه الجريان في تلك النقطة (شكل ٧-٦).

٥-٦ التماثل بين جريان المياه الجوفية وجريان التيار الكهربائي:-

ان خطوط تساوي الجهد في شبكات الجريان في الوسط المتشابه والمتجانس وفي نظام الاحداثيات xz هي خطوط كنتورية تعكس الحل $h(x,z)$ لمشكلة القيم الحدية التي تصف الجريان الثابت في منطقة ما. ورسم شبكات الجريان هو حل غير مباشر لمعادلة لابلاس (المعادلة ٦.١) التي هي معادلة تفاضلية جزئية عامة

في الفيزياء الـرياضية تصف الجـريان الحراري عبر المواد الصلبة وجريان التيار الكهربائي عبر الوسط الموصل. ولتحقيق التماثل بين جريان السوائل وجريان التيار الكهربائي دعنا ندرس الحالات التالية:ـ

١ ـ التماثل بين قانون دارسي وقانون أوم:ـ يمكن التعبير عن قانون أوم (Ohm's law) بالشكل التالي:ـ

$$V = IR \qquad (٦.١٣)$$

حيث أن V تعبر عن الجهد الكهربائي وI تعبر عن شدة التيار الكهربائي وR تعبر عن المقاومة الكهربائية. وبما أن المقاومة النوعية (ρ) (specific resistivity) يعبر عنها بالمعادلة التالية:ـ

$$\rho = \frac{RA}{L} \qquad (٦.١٤)$$

حيث أن ρ تعبر عن المقاومة النوعية وL عن طول المادة وA عن مساحة المقطع العرضي للمادة فإن:ـ

$$R = \frac{\rho L}{A} \qquad (٦.١٥)$$

وإذا أخذنا وحدة من المساحة فإن:ـ

$$R = \rho L$$

وبما أن الموصلية النوعية (specific conductance)(σ) يعبر عنها بالمعادلة التالية:ـ

$$\sigma = \frac{1}{\ } \qquad (٦.١٧)$$

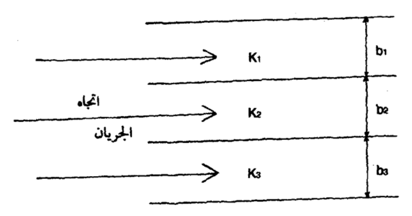
فإن (٦.١٨)

$$I = \sigma \frac{V}{L}$$

قارن المعادلة (٦.١٨) بقانون دارسي لجريان السوائل عبر وحدة من المساحة وكالتالي:ـ

$$Q = K \frac{h}{L} \qquad (٦.١٩)$$

٢ ـ التماثل بين الجريان في الأنظمة الطبقية والجريان المتوازي للتيار الكهربائي.



(شكل ٨-٦)

يظهر في الشكل (٨-٦) ثلاث طبقات مائية سماكة الأولى b_1 وموصليتها الهيدروليكية K_1 وسماكة الثانية b_2 وموصليتها الهيدروليكية K_2 وسماكة الثالثة b_3 وموصليتها الهيدروليكية K_3 . ويظهر اتجاه جريان الماء الأفقي عبر هذه الطبقات.

ان مجموع معامل الناقلية (T_T) للطبقات الثلاث يمكن التعبير عنه حسب المعادلة التالية :-

$$T_T = T_1 + T_2 + T_3 \qquad (٦.٢٠)$$

وحيث أن $T = Kb$ فإن :-

$$K_A b_T = K_1 b_1 + K_2 b_2 + K_3 b_3 \qquad (٦.٢١)$$

حيث أن K_A يعبر عن معدل الموصلية الهيدروليكية للطبقات الثلاث وb_T تعبر عن مجموع سماكة الطبقات الثلاث (السمك الكلي).

وبالمقابل يظهر في الشكل (٩-٦) تيار كهربائي يمر عبر ثلاث مقاومات كهربائية مرتبة على التوازي.

وحسب هذا الترتيب يمكن حساب المقاومة الكلية R_T من :-

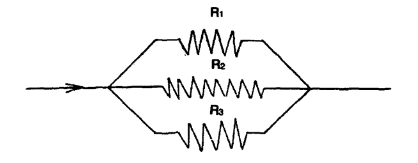
$$\frac{1}{R_T} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \frac{1}{R_3} \qquad (٦.٢٢)$$

وبما أن :

$$o = \frac{1}{\rho}$$

و

$$R = \frac{\rho l}{A}$$



(شكل ٩-٦)

حيث أن δ, A, L, J, R كما عرفت في المعادلة (١٥ . ٦) والمعادلة (١٧ . ٦) فإن :-

$$\frac{\sigma_A A_T}{L_T} = \frac{\sigma_1 A_1}{L_1} + \frac{\sigma_2 A_2}{L_2} + \frac{\sigma_3 A_3}{L_3} \qquad (٦ . ٢٣)$$

حيث أن δA تعبر عن معدل الموصلية النوعية و A_T تعبر عن مجموع مساحة المقاطع العرضية و L_T عن مجموع الأطوال. ولوحدة الطول يمكن اعادة كتابة المعادلة (٦ . ٢٣) بالشكل التالي :-

$$\sigma_A A_T = \sigma_1 A_1 + \sigma_2 A_2 + \sigma_3 A_3 \qquad (٦ . ٢٤)$$

قارن بين المعادلة (٦ . ٢١) والمعادلة (٦ . ٢٣).

٣ - التماثل بين جريان المياه العمودي وجريان التيار الكهربائي:

يظهر في الشكل (١٠-٦) تيار كهربائي يمر عبر ثلاثة مقاومات كهربائية مرتبة على التوالي. ويمكن حساب المقاومة الكلية (R) حسب هذا الترتيب من المعادلة التالية :-

$$R_T = R_1 + R_2 + R_3 \qquad (٦ . ٢٤)$$

وبما أن $\sigma = \frac{1}{\rho}$ ، $R = \frac{\rho L}{A}$

فإنه يمكن الحصول على المعادلة التالية :-

$$\frac{\sigma_A}{A_T} = \frac{\sigma_1 L_1}{A_1} + \frac{\sigma_2 L_2}{A_2} + \frac{\sigma_3 L_3}{A_3} \qquad (٦ . ٢٥)$$

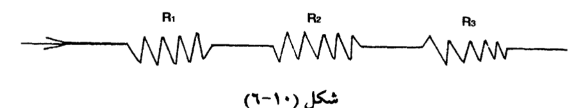
وكذلك (٦ . ٢٦) $$\frac{L_T}{\sigma_A A_T} = \frac{L_1}{\sigma_1 A_1} + \frac{L_2}{\sigma_2 A_2} + \frac{L_3}{\sigma_3 A_3}$$

ولوحدة المساحة نجد أن :ـ

$$\frac{L_T}{\sigma_A} = \frac{L_1}{\sigma_1} + \frac{L_2}{\sigma_2} + \frac{L_3}{\sigma_3} \qquad (٦.٢٧)$$

ومنه فإن :

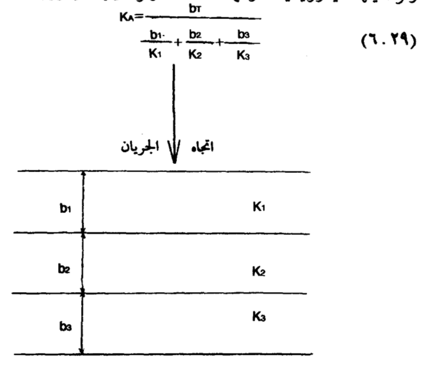
$$\sigma_A = \frac{L_T}{\frac{L_1}{\sigma_1} + \frac{L_2}{\sigma_2} + \frac{L_3}{\sigma_3}} \qquad (٦.٢٨)$$



شكل (١٠-٦)

وبتـماثـل ذلك مع الشكل (١١-٦) الذي يبين جريان المياه العمودي عبر ثلاث طبقات مائية. سماكة الأولى b1 وموصليتها الهيدروليكية K1 وسماكة الثانية b2 وموصليتها الهيدروليكية K2 وسماكة الثالثة b3 وموصليتها الهيدروليكية K3 نجد أن :ـ

$$K_A = \frac{b_T}{\frac{b_1}{K_1} + \frac{b_2}{K_2} + \frac{b_3}{K_3}} \qquad (٦.٢٩)$$



(شكل ١١-٦)

يتضح مما سبق علاقة التشابه التي تربط بين جريان الماء وجريان الكهرباء في المواد الموصلة. وإذا ما اعتبرنا جريان التيار الكهربائي في الاتجاه × فإن الصيغة

التفاضلية للمعادلة (٦.١٨) تأخذ الشكل التالي :-

$$Ix = \sigma \frac{\partial v}{\partial x} \qquad (٦.٣٠)$$

وإذا رمزنا للتصريف النوعي للمياه في الاتجاه × بالرمز Vx فإن الصيغة التفاضلية للمعادلة (٦.١٩) ستأخذ الشكل التالي :-

$$Vx = K \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (٦.٣١)$$

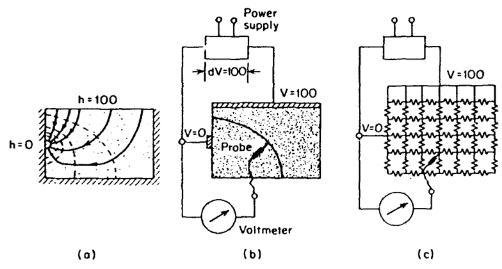
وهنا يظهر التماثل الواضح بين قانون أوم (المعادلة ٦.٣٠) وقانون دارسي (المعادلة ٦.٣١) ويلاحظ أن التصريف النوعي (Vx) يماثل شدة التيار (I) والموصلية الهيدروليكية (K) تماثل الموصلية الكهربائية النوعية (σ) والعلو الهيدروليكي (h) يماثل الفولتية أو الجهد الكهربائي (V) ، والميل الهيدروليكي (dh/dl) يماثل الميل الجهدي أو ميل الفولتية (dv/dx) ويتضح كذلك كيف أن قانون أوم (المعادلة ٦.٣١) يحقق معادلة لابلاس التي ستأخذ الصيغة التالية :-

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0 \qquad (٦.٣٢)$$

حيث أن v تعبر عن الفولتية أو الجهد الكهربائي .

ان خطوط تساوي الجهد في شبكات جريان المياه الجوفية تماثل خطوط الجهد المتساوي لجريان التيار الكهربائي وخطوط جريان المياه الجوفية المتعامدة على خطوط تساوي الجهد في شبكات جريان المياه تماثل خطوط تدفق التيار الكهربائي ، واعتمادا على هذا التماثل يمكن عمل نماذج كهربائية تحوي شبكة من المقاومات والمكثفات (شكل ٦-١٢)c تمثل جريان المياه الجوفية الثابت في التكوينات المائية المتشابهة والمتجانسة الخصائص. ويظهر في الشكل (٦-١٢)b نموذجا كهربائيا يتكون من ورق موصل للتيار الكهربائي يمثل حقل المياه الجوفية. وعادة ما يتم طلاء الورق بالفضة بشكل تصبح معه الموصلية الكهربائية لنموذج الورق مماثلة للموصلية الهيدروليكية لحقل المياه الجوفية، ويوصل النموذج بمصدر للتيار الكهربائي مهمته ترتيب فروق الجهد عبر الحدود، ويربط بالدائرة الكهربائية مجس استشعار (sensing probe) عبر جهاز يستعمل لقياس توزيع الجهد في جميع أرجاء الورق الموصل يسمى جهاز قياس الجهد (voltmeter) ويمكن تمثيل

الحدود غير المنفذة في النموذج الورقي بأحرف غير متصلة، ويتم البحث عن خطوط تساوي الجهد بواسطة مجس الاستشعار الذي يحرك على جميع أجزاء نموذج الورق لتعيين النقاط التي يتساوى فيها الجهد بشكل يكفي للحصول على شبكة كاملة لتساوي الجهد، وتعتبر هذه الطريقة محددة للأنظمة المتشابهة والمتجانسة، ويمكن استعمالها للمناطق ذات الأشكال الأكثر تعقيداً وذات الظروف الحدية، ويجب الانتباه إلى أن الاختلافات في الموصلية الكهربائية لنموذج الورق تسبب أخطاء عند تطبيق هذه الطريقة وتجدر الاشارة إلى أن حركة المياه الجوفية يمكن تمثيلها بنماذج متعددة مثل نماذج الرمل، ونماذج الموائع اللزجة والنماذج الغشائية وغيرها.



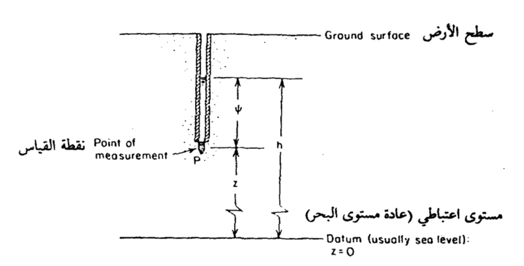
انشاء شبكات الجريان بواسطة التماثل الكهربائي
a) مشكلة القيم الحدية الجيولوجية في الحالة الثابتة.
b) تماثل الورق الموصل.
c) التماثل بواسطة شبكة من المقاومات.

شكل (١٢-٦) (من freeze, 1979)

٦-٦ البيزوميتر والمجموعات البيزوميترية:

ان الجهاز الأساسي المستعمل لقياس العلو الهيدروليكي هو الأنبوب الذي يمكن من خلاله قياس منسوب مستوى المياه الجوفية ويعرف في المختبر بالمانوميتر

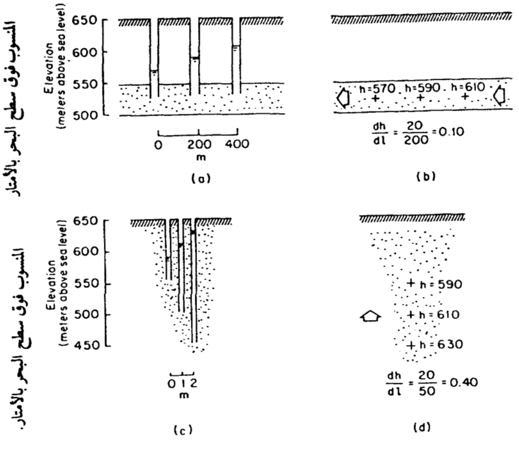
(جهاز قياس الضغط) وفي الحقل يسمى الأنبوب بالبيزوميتر (شكل ١٣-٦) ويجب أن يكـون مفتوحاً لجريان المياه من الأسفل وللهواء الجوي من الأعلى ويجب أن يصمم بحيث يسمح للماء من الجريان للداخل ولا يسمح لحبيبات الرمل والطين من الدخول ويجب تثبيته بحيث تكون نقطة القياس في قاعدة البيزوميتر وليست في مستوى سطح الماء.



العلو الهيدروليكي (h) والعلو الضغطي (■) وعلو المنسوب (z) لبيزوميتر حقلي
(شكل ١٣-٦) (من freeze, cherry 1979)

توضـع البيزوميترات عادة بشكل مجموعات لتبين اتجاه جريان المياه الجوفية (شكل ١٤-٦) ويفضل تحريك أجهزة القياس وملاحظة القيم المقاسة. وعموما فإن جريان المياه الجوفية سيكون من قيم h المرتفعة إلى المنخفضة وفي هذه الحالة من اليمـين إلى اليسـار، وبمعرفة المسافة بين البيزوميترات يمكن حساب الميل الهيدروليكي (dh/dl) وإذا كانت الموصلية الهيدروليكية للطبقات الجيولوجية معروفة فإنـه يمكن حسـاب التصريف اعتـمادا على قانـون دارسي عبر المقطع العرضي للمنطقة باتجاه الجريان.

وإذا أمكن توزيع عدد كبير من البيزوميترات خلال نظام الجريان في الأبعاد الهيدرولـوجية الثـلاثة فإنه يمكن عمل خطوط كنتورية تمثل العلو الهيدروليكي المتساوي وبالتالي خطوط تساوي الجهد التي يمكن رسم خطوط جريان عمودية عليها لتكوين شبكة الجريان.



إيجاد الميول الهيدروليكية بواسطة البيزومترات

(شكل (١٤-٦) (من freeze, cherry 1979)

٧-٦ الخرائط الهيدروجيولوجية:

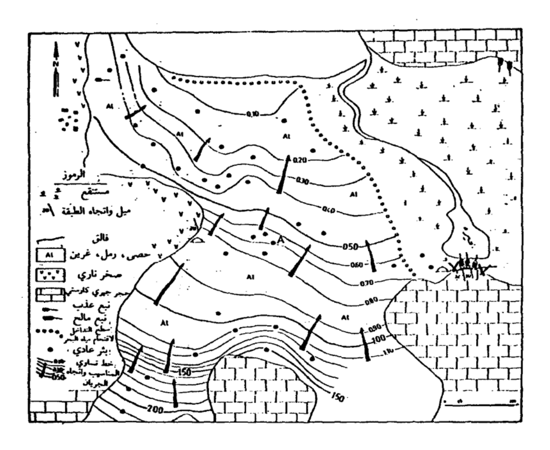
ان عمل شبكات بيزومترية لمناطق التصريف ذات الطوبوغرافية المنخفضة ولمناطق التغذية المرتفعة غالباً ما يكون مكلفاً وغير اقتصادي، ومع أن البئر ليس بيزوميتر حقيقي إلا أن قياس مستوى المياه الجوفية الساكن من خلاله يكون مؤشرا لمعرفة الجهد. وقد بين العلماء امكانية رسم منحنيات كنتورية لمناسيب المستوى المائي في الطبقات المائية الحرة أو لمناسيب السطح البيزوميتري في الطبقات المائية المحصورة لتدل على خطوط تساوي الجهد في شبكات الجريان. وخطوط مناسيب المياه الجوفية هي الخطوط أو المنحنيات المارة بالنقاط المتساوية لمستويات المياه الجوفية ومن أجل رسم خارطة تساوي المناسيب تقاس مستويات المياه الجوفية من

عدد من الآبـار بحيث تتم القياسـات خلال وقت قصـير واعتـمادا على نتـائـج القياسات لفترة واحدة أو لفترات متقاربة (يوم واحد أو يومين) أو لفصول السنة، يمكن حساب مناسيب مستوى المياه الجوفية بطرح مناسيب مواقع الآبار التي تقاس بطرق المساحة المعروفة من العمق إلى مستويات المياه الجوفية الساكنة التي تقاس بأجهزة القياس المختلفة اعتباراً من فوهة البئر وسوف يتم شرح هذه الأجهزة فيما بعد ومن ثم ترسم منحنيات تربط بين المناسيب المتساوية للمياه الجوفية بفترات كنتورية موحدة بعد اسقاط الآبار على خارطة الأساس Base map وبذلك نحصل على خرائط تسـاوي منـاسيب المياه الجـوفية وتدعى مثل هذه الخرائط بالخرائط الهيدروجيولوجية (شكل ١٥-٦) ويجب التمييز بين خرائط المستوى المائي Water table maps التي يتم رسمهـا اعتـمادا على القياسـات الحقلية للمستوى المائي في الطبقات المائية الحرة وبين خرائط المستوى البيزوميتري التي يتم رسمها اعتمادا على القياسات الحقلية للسطح البيزوميتري في الطبقة المائية المحصورة.

ان خرائط منـاسيب مسـتوى المياه الجـوفية التابعة لمنطقة ما تبين التغير في مسـتوى سطح المـاء ويمكن بواسـطتها تحديد اتجاه الجريان والميل الهيدروليكي ويستعان بهذه الخرائط لتعيين وتحديد مواقع جديدة للآبار المراد حفرها. ومن أجل تصور المناطق ذات العمق الواحد لتطبق المياه الجوفية يمكن رسم خرائط تساوي الأعـماق وتعـرف الخـطوط المارة بنقاط الأعماق المتساوية للمياه الجوفية بخطوط تساوي الأعماق.

٦-٧-١ تحديد الميل الهيدروليكي واتجاه الجريان من خرائط تساوي مناسيب المياه

يمكن تعيين اتجاه جريان المياه الجوفية من خارطة خطوط تساوي مناسيب المياه وهذا الاتجاه يكون دائماً عمودياً على خطوط تساوي مناسيب المياه، لأن المياه الجوفية تنتقل فقط من الأعلى إلى الأسفل. وتسمى الخطوط التي تنتقل وفقها المياه الجوفية في حركة ثابتة غير متغيرة بخطوط الجريان. وتعتبر طريقة المثلث من أبسط الطرق لتعيين اتجاه جريان المياه الجوفية ولدى معرفة عمق مستوى الماء في ثلاث آبار مرتبة على زوايا مثلث وكذلك منسوب الآبار اعتبارا من سطح الأرض فإنه يمكن تعيين مناسيب مستويات الماء في كل من هذه النقاط فإذا فرضنا أن منسوب



خريطة هيدروجيولوجية لمنطقة في تركيا

(شكل ١٥-٦) (من Erguvanli 1973)

مستوى سطح الماء في النقطة A (شكل ٢-٦) يساوي 59.8 m وفي النقطة B يساوي 60 m وفي النقطة c يساوي 59.4 فإن اتجاه الجريان يمكن تحديده بتقسيم أضلاع المثلث (شكل ٢-٦) إلى مقاطع متناسبة وتعيين مناسيب المستويات في بعض النقاط على كل ضلع من أضلاع المثلث ثم رسم خطوط بين النقاط ذات المناسيب المتساوية وحيث أن اتجاه الجريان يكون دائماً عمودي على خطوط تساوي الجهد فإن اتجاه جريان المياه الجوفية في الشكل (٢-٦) يكون في الاتجاه ـ (ED) .

يمكن ايجاد الميل الهيدروليكي بين أي نقطتين بقسمة الفرق بين المنسوب في النقطة الأولى والنقطة الثانية على المسافة بينهما بمعلومية مقياس الرسم فإذا كانت المسافة بين النقطتين D, E تساوي 50m فإن الميل الهيدروليكي (I) يساوي :

$$I = \frac{59.9 - 59.8}{50}$$

$$= \frac{0.1}{50}$$

$$= 0.002$$

٦-٧-٢ تقدير معامل الناقلية من خرائط تساوي مناسيب المياه:

إذا كانت كمية المياه الجوفية المارة عبر مقطع عرضي أو عبر قناة الجريان (Flow Channel) لطبقة مائية محاطة بخطي جريان وبخطين كنتوريين لتساوي مناسيب السطح البيزومتري أو المستوى المائي فإنه يمكن تقدير معامل الناقلية من المعادلة التالية :ـ

$$T = \frac{Q_N}{IL} \qquad (٦.٣٢)$$

حيث أن Q_N : سرعة تدفق أو تصريف المياه عبر قناة الجريان.

T : معامل الناقلية.

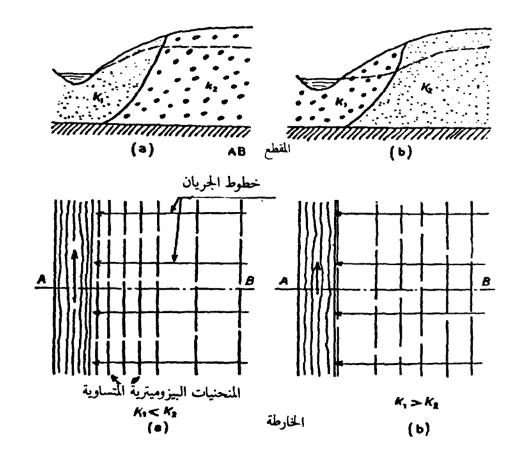
I : الميل الهيدروليكي.

L : معدل العرض لقناة الجريان.

٦-٧-٣ ترجمة خرائط تساوي مناسيب المياه:

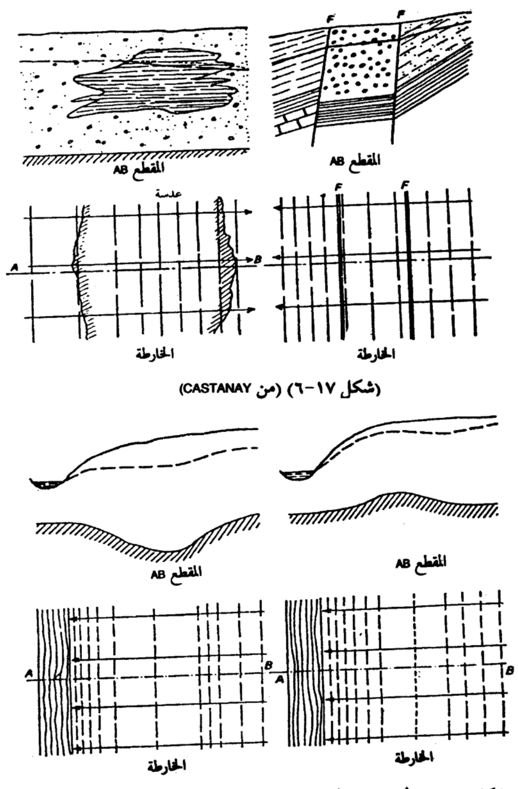
ان عمل مقطع بين أي نقطتين واقعتين على خارطة تساوي مناسيب المياه الجوفية تمكننا من معرفة بعض المعلومات عن نوع الطبقة المائية ونوعية التراكيب وكمية المياه الجوفية وكذلك الموصلية الهيدروليكية ومعامل الناقلية وشكل خطوط مناسيب المياه وتكثفها على الخارطة يعطي فكرة عن الجريان، ومن الواضح أنه كلما كانت المسافة بين خطوط تساوي مناسيب المياه أقل كان الميل الهيدروليكي أكبر وبالعكس. ويظهر في الشكل (٦-١٦) كيف أن تباعد المسافات بين خطوط تساوي مناسيب المياه يشير إلى زيادة الموصلية الهيدروليكية وبالتالي زيادة التصريف في المنطقة والعكس صحيح.

ان احتواء الطبقات المائية المكونة من الرمل والحصى على عدسات من الطين غير النفاذ، وتعرض الطبقات المائية لتأثير الفوالق أو الصدوع - Faults يمكن تمييزه من شكل منحنيات تساوي مناسيب المياه الجوفية، وتظهر في الشكل (١٧-٦) خطوط تساوي مناسيب المياه الجوفية للحالتين السابقتين.



تغير منحنيات مستوى المياه الجوفية حسب خواص الطبقة المائية
(شكل ١٦-٦) (من CASTANAY)

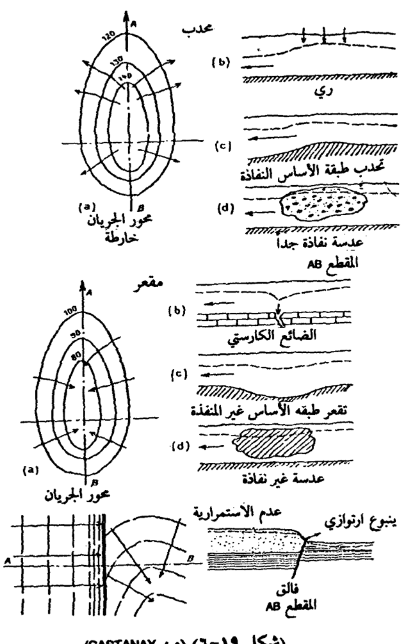
كذلك فإن تعرض طبقة الأساس الكتيمة أو غير المنفذة إلى عوامل معينة مثل الإذابة والطي وغيرها يجعلها ذات سطح متعرج وهذا يؤثر على شكل منحنيات تساوي مناسيب المياه والشكل (١٨-٦) يبين ذلك.



(شكل ١٧-٦) (من CASTANAY)

(شكل ١٨-٦) تأثير طبقة الأساس على مستوى المياه الجوفية (من CASTANAY)

هذا ويمكن الاستفادة من خرائط تساوي مناسيب المياه الجوفية لمعرفة العلاقة بين المياه السطحية والجوفية. ويمكن تمييز التراكيب المحدبة والمقعرة وعدم الاستمرارية. ويظهر في الشكل (١٩-٦) مقاطع وخرائط لهذه الحالات. مع العلم أن أي شكل لمنحنيات تساوي مناسيب المياه يعكس سببا جيولوجيا أو تركيبا معينا أو حاجزاً مائياً.



(شكل ١٩-٦) (من CASTANAY)

٥-٧ الموازنة الهيدرولوجية HYDROLOGIC BUDGET

لقد سبق وشرحنا عناصر الدورة الهيدرولوجية في الفصل الأول، وهناك ثمة توازن يجب أن يوجد بين مجموع كمية المياه الداخلة والخارجة من حوض مائي ما. ويعرف هذا التوازن بالموازنة الهيدرولوجية وهي تشمل جميع المياه السطحية وتحت السطحية التي تدخل أو تخرج أو تخزن داخل الحوض المائــي، فالمياه التي تدخل الحوض المائي تكافيء المياه التي تخرج منه مضافاً إليها أو مطروحا منها التغير في المخزون المائي للحوض. وعموما فإن النص الكمي للموازنة الهيدرولوجية يمكن تلخيصه بما يلي :-

الجريان السطحي الداخل + الجريان تحت السطحي الداخل + الهطول + المياه المستوردة + النقص في المخزون السطحي + النقص في مخزون المياه الجوفية = الجريان السطحي الخارج + الجريان تحت السطحي الخارج + الاستخدام الاستهلاكي + المياه المصدرة + الزيادة في المخزون السطحي + الزيادة في المخزون الجوفي.

ان المصدر الأساسي للمياه الداخلة للحوض المائي هو الهطول ممثلا بالأمطار والثلوج وغيره. والمصادر الأساسية للمياه الخارجة من الحوض هي الجريان السطحي والتبخر النتحي والجريان تحت السطحي. ويعتبر التذبذب في مستويات المياه في الآبار مؤشراً للتغيرات في مخزون المياه الجوفية. وعلى اعتبار أنه لا يوجد جريان تحت سطحي من وإلى الأحواض المائية ما عدا الجريان تحت السطحي من الأحواض المجاورة. فإن معادلة الموازنة المائية للأحواض التي تتطابق فيها حواجز المياه السطحية مع حواجز المياه الجوفية حيث لا يكون امتداد لجريان المياه الداخل أو الخارج. يمكن أن تأخذ الشكل التالي (لفترة محددة من الزمن) :-

$$P = Q + ET + \Delta S_s + \Delta S_g \qquad (٧.٩)$$

حيث أن :- P : تعبر عن الهطول.

Q : الجريان.

ET : التبخر النتحي.

ΔS_s : التغير في مخزون المياه السطحية.

ΔS_G : التغير في مخزون المياه الجوفية .

وإذا فرضنا أن $\Delta S_G = \Delta S_s = 0$ وذلك كمعدل لعدة سنوات مسجلة فإن المعادلة السابقة تصبح :ـ

$$P = Q + ET \qquad (٧ . ١٠)$$

حيث أن :ـ

P : هو المعدل السنوي للهطول .

ET : المعدل السنوي للتبخر النتحي .

واعتماداً على شبكات جريان المياه الجوفية يمكن صياغة معادلتين للموازنة الهيدرولوجية احدهما لمنطقة التغذية والأخرى لمنطقة التصريف وبالشكل التالي :ـ

١ ـ معادلة الموازنة المائية لمنطقة التغذية

$$P = Q_s + R + ER \qquad (٧ . ١١)$$

حيث أن Q_s : هي مركبة المياه السطحية لمعدل الجريان السنوي .

R : المعدل السنوي لتغذية المياه الجوفية .

ER : المعدل السنوي للتبخر النتحي في منطقة التغذية .

٢ . معادلة الموازنة المائية لمنطقة التصريف :ـ

$$Q = Q_s + D - ED \qquad (٧ . ١٢)$$

حيث أن :ـ D : هي المعدل السنوي لتصريف المياه الجوفية وتساوي R .

ED : هي المعدل السنوي للتبخر النتحي من منطقة التصريف .

وإذا كانت منطقة التغذية تُكوِّن نسبة صغيرة من الحوض ووضعت $Q_G = D - ED$ في المعادلة السابقة فإننا نجد أن :ـ

$$Q = Q_s + Q_G \qquad (٧ . ١٣)$$

حيث أن Q_G هي مركبة المياه الجوفية لمعدل الجريان السنوي أو المعدل السنوي للجريان الحوضي . ان تطبيق المعادلات السابقة عمليا يواجه عدة مشاكل ،

فحساب الهطول يحتاج إلى عدة سنوات من التسجيل ومن أجل قياس Q نحتاج إلى عدة أماكن ومبدئياً فإنه يمكن حساب D, R من تحليل شبكات الجريان ولكن من الناحية العملية نجد أن قيم الموصلية الهيدروليكية في المناطق المجاورة لأحواض المياه الجوفية تكون غير متشابهة وغير متجانسة وبالتالي فإن قيمها غير مؤكدة وليست دقيقة وهذا يسبب اختلافا ملموسا عند حساب D, R كذلك فإن تقدير التبخر النتحي بطرق يشتبه في صحتها يزيد من مشاكل الموازنة المائية.

الفصل السابع

الفصل السابع

مناسيب المياه الجوفية وإقتحام مياه البحر

لقد ذكرنا في الفصول السابقة أن مستوى المياه الجوفية هو السطح العلوي للنطـاق المشبع ، ويدعى أحيانا بالمستوى المائي الساكن Static Water Level أو بطاولة المياه الجوفية Water table وفي حالة الطبقات المائية الحرة يعرف بالمستوى المائي بينما يسمى بالمستوى البيزومتري في حالة الطبقات المائية المحصورة.

وأفضل تعريف لمستوى المياه الجوفية بالسطح الذي يكون فيه ضغط السائل في فراغات الوسط المسامي يساوي الضغط الجوي بالضبط، ويظهر موقع هذا السطح في المستوى الذي يقف عنده الماء في الآبار. وإذا قيس الضغط بضغط المقياس (Gage Pressure) فإن الضغط في مستوى المياه الجوفية يساوي صفراً، وهذا يشير إلى أن العلو الضغطي يساوي صفراً ($\Psi = 0$) وبما أن العلو الهيدروليكي (h) في أية نقطة واقعة على مستوى المياه الجوفية هو حاصل جمع العلو الضغطي (Ψ) ومنسوب مستوى المياه الجوفية (z) في تلك النقطة ($h = \Psi + z$) فإن العلو الهيدروليكي في أية نقطة واقعة على مستوى المياه الجوفية يجب أن يساوي منسوب المياه الجوفية في تلك النقطة ($h = z$) .

يعتمد شكل مستوى المياه الجوفية على نفاذية الصخور وظروف التغذية وهيئة شواطىء الأنهار والبحيرات التي تجري نحوها المياه الجوفية وعلى وضع الطبقات الصادة للماء أو الكتيمة وسماكة الطبقات الحاوية على الماء، ويمكن الحكم على شكل سطح المياه الجوفية من خلال خارطة تساوي مناسيب المياه التي هي خطوط كنتورية مارة بالنقـاط المتساوية لمستويات المياه الجوفية المقاسة من خلال الآبار المحفورة في الطبقات الحاوية للماء. وقد تم شرح هذه الخرائط سابقاً.

ان مستوى المياه الجوفية يعكس ارتفاع الضغط الجوي في التكوين المائي، ونستطيع القول بأن الضغط الجوي فوق الطبقات المائية في حالة توازن مع مستوى ضغط الماء وفي هذه الحالة فإن تغير الضغط في أي من الجهتين يؤثر في الجهة الأخرى، لذلك فإن التغير في مناسيب المياه الجوفية في الآبار المحفورة في الطبقات المائية الحرة والطبقات المائية المحصورة الناتج عن ضخ المياه من هذه الآبار سيخفض الضغط ويفسد الاتزان وبالتالي سيخفض المنسوب، وبنفس الشكل فإن التبخر من المستوى المائي له نفس التأثير على مستوى المياه الجوفية.

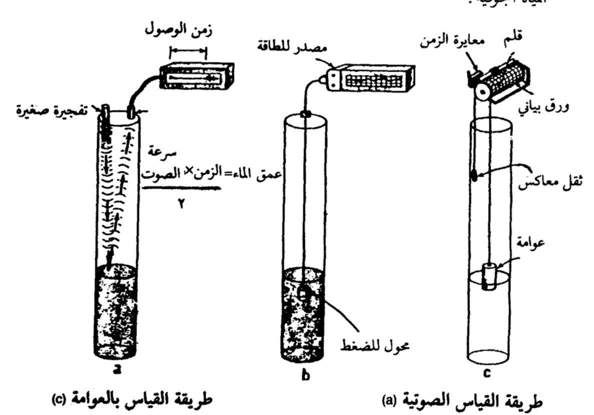
كذلك فإن الأمواج البحرية وارتفاع وانخفاض مستوى ماء البحر والزلازل... الخ يعمل على تغير مستويات المياه الجوفية، وتجدر الإشارة إلى أن انخفاض مستوى المياه الجوفية الناتج عن ضخ المياه المفرط من الآبار يؤدي إلى الحاجة الماسة لوضع أنظمة وقوانين من شأنها تحديد كميات ضخ المياه من الآبار.

١-٧ قياس مناسيب المياه الجوفية:

يمكن قياس مناسيب المياه الجوفية في الآبار التي تتدفق فوق سطح الأرض أثناء الحفر بإيقاف عملية الحفر مؤقتاً وإطالة أنابيب التغليف فوق مستوى سطح الأرض حتى يتوقف الدفق الذاتي ويستقر مستوى الماء في الأنابيب، وبعد ذلك يقاس مستوى الماء فوق فوهة البئر بواسطة مسطرة خشبية بطول ثلاثة أمتار تقريباً ومقسمة إلى سنتيمترات.

أما في الآبار التي لا تتدفق ذاتيا فهناك طرق مختلفة لقياس مستوى المياه الجوفية، مثل طرق القياس الصوتية التي تعتمد على خلق تفجير صغير عند فوهة البئر (شكل ١-٧أ) وقياس ارتداد الصوت بعد وصوله إلى مستوى المياه الجوفية من مسجل الصوت الموضوع عند فوهة البئر كما يمكن قياس مستوى المياه الجوفية بواسطة صفارة البئر وهي عبارة عن انبوب يضيق باتجاه الأعلى مكونا نفس تركيب الصفارة العادية بحيث يصدر الأنبوب صوتا عندما تندفع المياه بداخله طاردة أمامها الهواء، ويكون الصوت دليلاً على الوصول إلى مستوى المياه الجوفية الذي نقرأ منسوبه على الشريط الذي علقت به الصفارة، وهناك الطرق الميكانيكية التي

تستعمل لقياس مناسيب المياه الجوفية مثل العوامة وهي عبارة عن زجاجة مغلقة أو قطعة خشبية أو كرة مجوفة من النحاس الأصفر أو أي وعاء آخر مسدود بإحكام يعلق بحبل ويدلى إلى البئر ليعوم على سطح الماء، وفي الطرف الآخر من الحبل الذي يلف على بكرة يعلق ثقل ذو مؤشر يتحرك أمام تــدرج يدلنا على المنسوب ويستفاد من هذه الطريقة في حاله التسجيل المستمر لتغيرات المنسوب. وتدعى مثل هذه الأجهـزة بمسجـلات مستـوى المياه الجوفية (شكل ١-٧). ويمكن استعمال المقياس ذي المسننات لقياس مستوى المياه الجوفية وهو عبارة عن ثقل ينزل إلى البئر ويربط طرفه الآخر من خلال بكرة إلى مسننات مربوطة بمؤشر يتحرك أمام تدريج محدد للمناسيب. وعندما يصل الثقل إلى سطح الماء يخف وزنه بفعل قاعدة أرخميدس، فتتوقف المسننات عن الحركة معلنة الوصول إل سطح المياه الجوفية. وكلما تحرك الثقل إلى أسفل تحركت المسننات لتسجل قيمة جديدة لهبوط منسوب المياه الجوفية.



طريقة القياس الصوتية (a) طريقة القياس بالعوامة (c)

طريقة القياس بمحول الضغط (b)

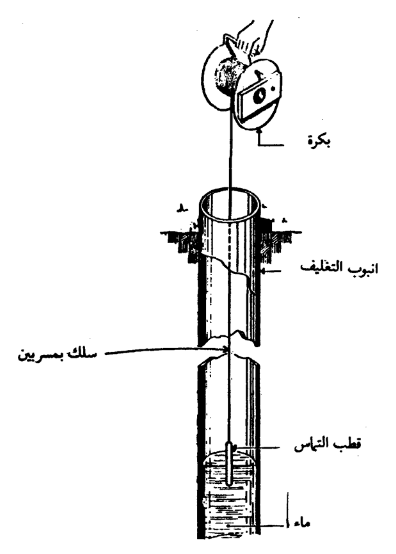
(شكل ١-٧) (من Erguvanli 1973)

كذلك يمكن استعمال المانوميتر أو جهاز قياس الضغط لمعرفة منسوب المياه الجوفية (١-٧)ب.

وهناك المقياس الكهربائي (الامسكوب) الذي يستخدم لتعيين مستوى المياه الجوفية الذي يزيد عمقه على عشرين متراً. ويتألف من دائرة كهربائية تحوي مصدر تغذية (بطارية) ومسربين معزولين عن بعضهما ومتصلين مع البطارية بواسطة سلك ويوصل في الدائرة الكهربائية مصباح أو جرس كهربائي، ويوجد في القسم الداخلي من الجهاز عوامة قشرية حافتها العليا مغطاة بلوحة معدنية ولدى تغطيس الجهاز في الماء تطفو العوامة. أما اللوحة المعدنية فتلتصق بالتماسات وتغلق الدائرة الكهربائية ويشتعل عندها المصباح أو يرن الجرس معلنا أن الجهاز قد وصل إلى مستوى الماء (شكل ٢-٧) ويعتبر المقياس الكهربائي من أهم الأجهزة المستعملة لقياس منسوب المياه الجوفية.

لقد تم تطوير أجهزة قياس مناسيب المياه الجوفية في السنوات الأخيرة بحيث تعمل اوتوماتيكيا وتسجل تذبذبات مستوى المياه الجوفية على شريط ورقي يسمى هيدروغراف البئر، وبتحليل هذا المنحنى يمكن معرفة مستوى المياه الجوفية في أي زمن.

ان قياس التذبذبات في مستوى المياه الجوفية بالبيزومترات وآبار المراقبة يعتبر من أهم مظاهر دراسة المياه الجوفية، فهو يعكس التبدلات في مخزون المياه الجوفية ويشير إلى كمية التغير الحقيقي في مخزون الطبقات المائية وحركة المياه الجوفية وتستعمل المعلومات المسجلة لمستوى المياه الجوفية في معرفة المناطق التي تتضمن مستويات المياه العالية والمنخفضة وهي تسهل التنبؤ بمستقبل المياه الجوفية بإظهار سرعة تغير مخزون المياه الجوفية مع الزمن. وتؤمن المعلومات اللازمة لحساب الخواص الهيدروليكية للطبقات المائية وعطاء الآبار وتبين العلاقة بين تذبذبات مستوى المياه الجوفية الناتج عن الضخ وتساقط الأمطار وغيره وتستعمل لمعرفة التطبيق غير الثابت للمياه الجوفية وتساعد في تقدير الجريان الأساسي Base flow من الجداول وهي ىرودنا بالمعلومات اللازمة لمواصلة البحث العلمي.



(شكل ٢-٧) المقياس الكهربائي (من Erguvanli 1973)

ان تذبذبات مستوى المياه الجوفية في الآبار غالبا ما يكون ثابتاً وهو يرتفع من سنتيمترات إلى أكثر من متر خلال فترة زمنية معينة. وعموما فإن مستوى المياه الجوفية في الآبار المحفورة في الطبقات الارتوازية أكثر تذبذبا منه في الطبقات الحرة.

ويحدث الهبوط المستمر في مستويات المياه الجوفية عندما يزيد التصريف عن التغذية بينما يرتفع منسوب المياه الجوفية عندما تكون التغذية أكثر من التصريف وكمية المياه المأخوذة من أو المضافة إلى المخزون لكل وحدة تغير في مستويات المياه

تحت ظروف المستوى المائي تكون عادة أكثر بعدة مرات منها تحت الظروف الارتوازية وهذا يعني أن ($S \leq S_y$) .

٢-٧ العوامل المؤثرة في تذبذب مستوى المياه الجوفية

ان تذبذب مستوى المياه الجوفية يمكن أن يكون مؤقتا ويمكن أن يكون مستمرا، والاختلافات الموسمية لمناسيب المياه الجوفية هي تلك التي تمتد على فترات لعدة سنوات أو أكثر، وعموما يمكن تقسيم العوامل المسببة لتغير مستوى المياه الجوفية إلى عوامل طبيعية تنتج من التأثيرات الهيدرولوجية والجيولوجية ومن الظروف الجوية. وعوامل اصطناعية يساهم الإنسان في صنعها كالإفراط في ضخ المياه من الطبقات المائية والتغذية الاصطناعية للمياه الجوفية وإقامة السدود والبحيرات والجداول وغيرها من طرق التخزين المختلفة وفيما يلي عرض مختصر لأهم هذه العوامل :-

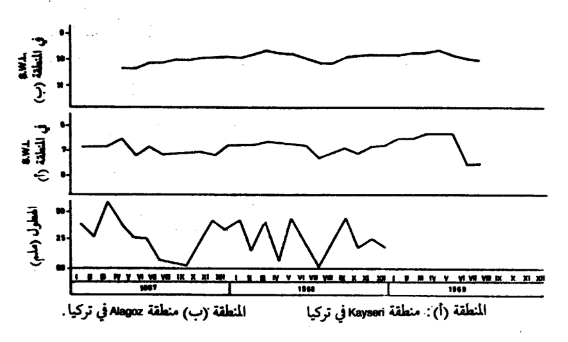
١ . الهطول :-

توجد صلة وطيدة بين الهطول وبين التذبذب في مستوى المياه الجوفية، وقد أشرنا إلى عملية الرشح من مياه الأمطار ومساهمته في تغذية المياه الجوفية في الفصل الأول. فكلما كانت كمية المياه المترشحة إلى باطن الأرض كبيرة كلما ارتفع منسوب المياه الجوفية. وبطبيعة الحال فإن منسوب المياه الجوفية يرتفع في مواسم المطر ،ينخفض في مواسم الجفاف ويحتاج ذلك إلى فترة زمنية معينة حتى تتمكن المياه المترشحة من الوصول إلى مستوى المياه الجوفية. وهذا يعتمد على نفاذية الصخور التي تعلو مستوى المياه الجوفية وبذلك فإن ارتفاع مستوى المياه الجوفية لا يسجل إلا بعد مرور وقت معين على هطول الأمطار ولا يسجل الانخفاض في مستوى المياه الجوفية إلا بعد مرور مدة معينة على حدوث الجفاف.

ويظهر في الشكل (٣-٧) أثر الهطول في تذبذب مستوى المياه الجوفية المقاسة من بئرين في إحدى المناطق في تركيا.

٢ . الجريان السطحي:

ان مرور المياه الجارية في جزء من الطبقات المائية الحرة يؤثر على مستوى المياه



المنطقة (أ): منطقة Kayseri في تركيا   المنطقة (ب) منطقة Alagoz في تركيا.

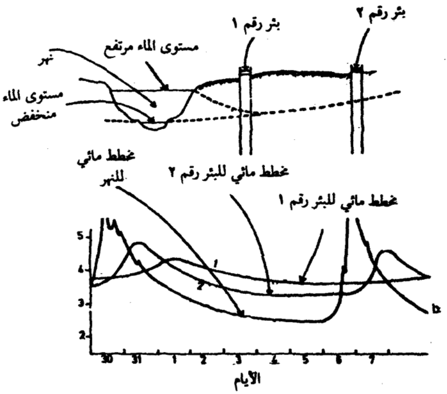
(شكل ٣-٧) أثر الهطول في تذبذب مستوى المياه الجوفية
من بئرين في احدى المناطق في تركيا (من Erguvanli 1973)

الجوفية، وقد أشرنا إلى العلاقات المتبادلة بين الأنهار ومستويات الطبقات المائية عند شرح تخزين المياه الجوفية في الفصل الثاني. وعموما فإن الجريان ما بين المياه السطحية والمياه الجوفية يمكن أن يكون متبادلا ويمكن أن يكون من احدهما إلى الآخر. وفي حالة تغذية المياه السطحية للطبقات المائية يلاحظ انخفاض في السطح العلوي للمياه السطحية وارتفاع لمستوى المياه الجوفية والعكس صحيح (شكل ١٥-٢).

ان مستويات المياه في الآبار القريبة من البحيرات والجداول يتأثر بمراحل تغير سطح الماء فيها، وتنتج التذبذبات الكبيرة في مستوى المياه في الطبقات المائية الحرة عن حركة المياه من وإلى الطبقة المائية، أما في الطبقات المائية الارتوازية فإن المسؤول عن تذبذب مستوى المياه الجوفية هو التغير في الاحمال فوق الطبقة المائية وبالتالي التغير في الضغط الجوي وعموما فإن التذبذبات الناتجة عن تأثير مراحل تغير المياه الجوفية يقل مع زيادة المسافة من أماكن وجود المياه السطحية.

وتجدر الإشارة إلى أن جريان المياه السطحية إلى الطبقة المائية وكذلك جريان

المياه الجوفية إلى الأنهار أو البحيرات أو الجداول يحتاج إلى فترة زمنية كافية، لذلك فان ارتفاع أو انخفاض مستوى المياه الجوفية لا يحدث مباشرة وكذلك مستوى المياه السطحية. ويظهر في الشكل (٤-٧) منحنيات لتذبذب مستوى المياه الجوفية في الآبار الناتج عن التغيرات في مستوى المياه السطحية في منطقة ما.



(شكل ٤-٧) منحنيات تذبذب مستوى المياه الجوفية نتيجة
التغيرات في مستوى المياه السطحية لمنطقة ما
(من Erguvanli 1973)

٣ . التبخر والنتح (التبخر النتحي):

ان تأثيرات التبخر والنتح في مستويات المياه الجوفية خاصة في الطبقات المائية الحرة الموجودة في المناطق الجافة وشبه الجافة يعتمد على عمق مستوى المياه الجوفية وعلى شدة التبخر. وفي الطبقات المائية العميقة يكون التبخر والنتح قليلاً بحيث يمكن اهماله ويلاحظ أن التذبذبات في مستوى المياه الجوفية في المناطق التي لا تحتوي على أغطية نباتية يكون قليلاً، ويعود سبب تذبذب مستوى المياه الجوفية

في مواسم نمو النباتات إلى الفواقد (Losses) الناتجة عن التبخر النتحي.

وترجع زيادة هبوط مستوى المياه الجوفية في الأيام المشمسة إلى زيادة الفاقد في التبخر، ويصل هبوط المياه الجوفية إلى حده الأعلى في منتصف ساعات النهار، حيث يبدأ منذ الساعة الثامنة صباحا من كل يوم. وتبدأ سرعته في الانخفاض حوالي الساعة السادسة مساء وأثناء ساعات الظلام تتناقص سرعة الهبوط ويلاحظ رجوع في مستويات المياه بحيث لا يزيد عن مستواه أثناء النهار.

يمكن قياس النتح والتبخر من مناطق التصريف اعتمادا على تذبذبات المستوى المائي في آبار المراقبة الضحلة ويظهر في الشكل (٥-٧) تسجيلا لتذبذبات المستوى المائي الناتج عن التبخر النتحي لمنطقة تصريف. ويمكن ايجاد مقدار التذبذب الناتج عن التبخر النتحي في مستوى المياه الجوفية خلال ٢٤ ساعة حسب المعادلة التالية التي اقترحها - White (1932) :-

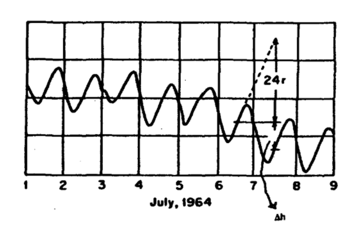
$$E = S_y(24r \pm \Delta h) \qquad (٧.١)$$

حيث أن :- E : التبخر النتحي الحقيقي في اليوم m/day .

S_y : العطاء النوعي للتربة (٪ بالحجم)

r : سرعة المياه الداخلة بالساعة (m/h) .

Δh : الارتفاع أو الانخفاض النهائي لمستوى المياه الجوفية خلال ٢٤ ساعة (m) .



حساب التبخر النتحي من تذبذبات المستوى المائي لمنطقة تصريف

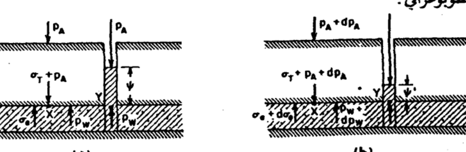
(after Meyboom, 1967)

يظهر قيم $\Delta h, r$ على المنحنى البياني (شكل ٥-٧). وتبين قيمة r معدل سرعة الجريان الداخل للمياه الجوفية (inflow) خلال ٢٤ ساعة وتعتمد على ارتفاع المستوى المائي ما بين منتصف الليل والساعة الرابعة صباحا. بينما تعكس قيمة S_y العطاء النوعي القابل للقراءة حسب اقتراح ـ Meydoon 1967 وهي تقدر بحوالي ٥٠٪ من العطاء النوعي الحقيقي.

٤ . الضغط الجوي:

ان تذبذبات مستوى المياه الجوفية في الطبقات المائية الحرة الناتجة عن تغير الضغط الجوي قليلة جداً، وتعتبر زيادة ضغط الهواء فوق الطبقات المائية الحرة هي المسؤولة عن هبوط المستوى المائي. وزيادة الضغط في نطاق التربة يقلل حجم الهواء ويفسح المجال لجزيئات الماء في نطاق التربة ان تحل محل الفراغ الناتج من تقلص حجم الهواء وهذا يعمل على رفع المياه الشعرية وبالتالي ارتفاع المستوى المائي، ويحدث العكس عند نقصان الضغط.

لقد تم تسجيل الضغط الجوي بواسطة البارومیتر خلال ٢٤ ساعة وتبين أن الضغط يصل إلى الحد الأعلى خلال الساعات الباردة، ويصل إلى الحد الأدنى خلال الساعات الدافئة، وأظهرت تسجيلات البارومیتر ان الساعة العاشرة صباحا والساعة العاشرة ليلا هو الوقت المناسب لوصول الضغط الجوي إلى الحد الأعلى وان الساعة الرابعة صباحا والرابعة بعد الظهر هو الوقت المناسب لوصول الضغط الجوي إلى حده الأدنى وهذا يعتمد على الظروف الجوية والارتفاع الطوبوغرافي.



تذبذب مستوى المياه الجوفية الناتج عن تأثير الضغط الجوي

(شكل ٦-٧) (من freeze, 1979)

ويسبب تغير الضغط تذبذبات كبيرة في الآبار المحفورة في الطبقات المائية المحصورة ونلاحظ هبوطا في مستوى المياه الجوفية في آبار المراقبة عند زيادة الضغط الجوي.

لقد عرض Jacob 1940 شرحا لهذه الظاهرة مستفيداً من مبدأ الإجهاد الفعال وفي الشكل (٧-٦)أ يمكن التعبير عن الاجهاد المتزن في النقطة × حسب المعادلة التالية :ـ

$$\sigma_T P_A = \sigma_e + P_w \qquad (٧-٢)$$

حيث أن :ـ P_A : يعبر عن الضغط الجوي.

σ_A : الاجهاد الناتج من وزن المواد التي تعلو الطبقة المائية.

P_w : ضغط السائل في الطبقة المائية.

وبما أن ضغط السائل (P_w) هو المسؤول عن ارتفاع العلو الضغطي (Ψ) داخل البئر والذي يمكن قياسه بواسطة البيزوميتر في أي نقطة داخل البئر مثل y (شكل ٦-٧) فإن : (freeze, 1979) .

$$P_A + \gamma \Psi = P_w \qquad (٧.٣)$$

وفي حالة زيادة الضغط بمقدار dp_A (شكل ٦-٧)ب فإن التغير في الاجهاد المتزن في النقطة × يمكن التعبير عنه حسب المعادلة التالية :ـ

$$dP_A = d\sigma_e + dP_w \qquad (٧.٤)$$

ومن هذا يتضح أن dp_A أكبر من dp_w وبتطبيق ذلك داخل البئر نجد أن :ـ

$$P_A + dP_A + \gamma \Psi = P_w + dP_w \qquad (٧.٥)$$

ومن المعادلة (٧.٣) والمعادلة (٧.٥) يمكن الحصول على المعادلة التالية :ـ

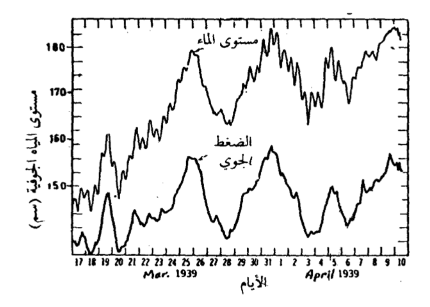
$$dP_A - dP_w = \gamma (\Psi + \Psi) \qquad (٧.٦)$$

وبما أن (dp_A-dp_w) وكذلك (Ψ - Ψ') أكبر من صفر. فمعنى هذا أن الزيادة في الضغط الجوي تسبب هبوطا في المستوى المائي.

ان الـزيادة في العلو الضغطي في الطبقات المائية المحصورة والأفقية تعادل التغير في العلو الهيدروليكي عدديا ويمكن معرفة كفاءة الباروميتر في الطبقة المائية من المعادلة التالية :ـ (من freeze 1979)

$$B = \frac{\gamma dh}{dp_A} \qquad (\text{٧.٨})$$

ويظهـر في الشكـل (٧-٧) تذبـذب مستوى المياه الجوفية الناتج عن تغير الضغط الجوي.



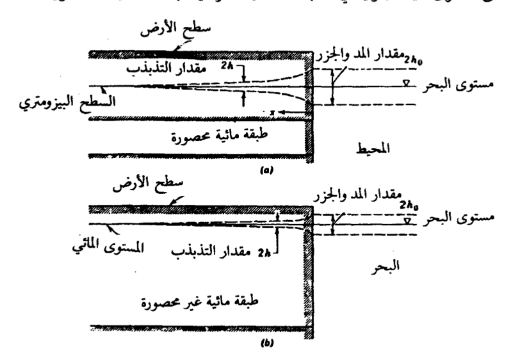
شكل (٧-٧) تذبذب مستوى المياه الجوفية الناتج عن تغير الضغط الجوي

(من Erguavanli, 1973)

٥ . المد والجزر:

تعتبر تذبذبات مستوى المياه الجوفية الناتجة عن ظاهرة المد والجزر قليلة نسبيا، ولوحظ أن بعض تذبذبات مستوى المياه الجوفية في الآبار ينتج من تأثير الرياح التي تعصف فوق السطح العلوي لهذه الآبار، حيث ينخفض الضغط بشكل فجائي أثناء هبوب الرياح الشديدة. مما يسبب ارتفاعا في المستوى المائي، وبعد مرور العاصفة يرتفع الضغط الجوي ويعود مستوى الماء إلى وضعه الأصلي.

يقع مستوى المياه في الطبقات المائية الحرة والطبقات المائية المحصورة المجاورة للبحار تحت تأثير ارتفاع وانخفاض سطح البحر، ويمتد هذا التأثير إلى مسافة تصل إلى عدة كيلومترات من الشواطىء (شكل ٨-٧) ولوحظ في بعض المناطق تأثير البحر على الطبقات المائية البعيدة عن الشواطىء كما لوحظ تأثير مد وجزر اليابسة على مستوى المياه الجوفية ويظهر في الشكل (٨-٧) تأثير ظاهرة المد والجزر على مستوى المياه الجوفية في الطبقات المائية الحرة والطبقات المائية المحصورة.



تذبذب مستوى المياه الجوفية الناتج عن المد والجزر

a) للطبقات المائية المحصورة.

b) للطبقات المائية غير المحصورة.

(شكل ٨-٧) (من Erguvanli 1973).

الزلازل:

لقد عرف تأثير الحركات الأرضية على مستوى المياه في الآبار منذ القدم، ومع أن هذا التأثير يعتبر قليلاً في الآبار الضحلة إلا أنه يظهر بشكل واضح في الآبار العميقة، وهو يعتمد على التركيب الجيولوجي للطبقات وعلى عمق الآبار وبعدها

عن مركز الزلازل ويمكن أن يرجع تذبذب مستوى المياه في الآبار المحفورة في الطبقات الارتوازية إلى انكماش وتمدد الطبقات المرنة التي تمر عبرها الأمواج السيزمية الناتجة عن الزلازل حيث تخلق هذه الأمواج تداخلات غير ثابتة في الاجهاد الفعال وفي ضغط الماء داخل الطبقة المائية، وتجدر الاشارة إلى أن التفجيرات داخل الأرض وحركة القطارات لها تأثير مشابه على مستوى المياه الجوفية.

٧ . العوامل الاصطناعية:

لقد سبق وأشرنا إلى أن ضخ المياه من الطبقات المائية بواسطة الآبار يعقبه هبوط في مستوى المياه الجوفية حول البئر، وزيادة الضخ في بعض المواسم يسبب هبوطا في مستوى المياه الجوفية. وبالمقابل فإن التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية كحقن المياه إلى الطبقات المائية بواسطة آبار الحقن يعمل على رفع مستوى المياه الجوفية.

ان اقامة السدود يؤثر على مستوى المياه الجوفية وفي حالة زيادة منسوب مياه السد عن منسوب المياه الجوفية، تجري المياه من السد إلى الطبقات المائية، أما إذا كان منسوب مياه السد أقل من منسوب المياه الجوفية فإن تأثير السد ينحصر في تقليل كمية المياه المترشحة من الطبقة المائية إلى النهر أمام السد. وتجدر الاشارة إلى أن أعمال الحفريات تؤثر على مستوى المياه الجوفية، فإذا تجاوز عمق الحفرة مستوى المياه الجوفية فإن المياه ترشح داخلها، ومع استمرار تصريف المياه ينخفض المستوى المائي حولها. وإذا ما تركت المياه لتتجمع فيها فإنها ستصل بعد فترة معينة إلى حالة من الاتزان، حيث يتصل سطح الماء في الحفرة مع مستوى المياه الجوفية دون أن يؤثر عليه.

٣-٧ قياس درجة حرارة المياه الجوفية في الآبار:

يمكن قياس درجة حرارة المياه الجوفية التي تصل إلى عمق ١٠٠ متر بواسطة مقياس الحرارة أو ثيرموميتر الينابيع، وهو ثيرموميتر عادي يوضع في إطار معدني وبطرفه اسطوانة أو طاسة مثقوبة من الأعلى لتأمين دخول الماء. ومن ميزاته أنه

يحافظ على درجة حرارة الماء في البئر لمدة ٢-٣ دقائق، وخلال هذا الزمن يجب اخـراج الثـيرمـوميتر من البئر واجراء الحساب ويكون تدرج التقسيم للثيرموميتر مساويا ٢ , ٠ درجة، ودقة الحساب بالعين المدرجة ١ , ٠ درجة ويجب اجراء حساب الأجزاء العشرية من الدرجة في البداية ثم الدرجات.

ومن أجـل مراقبـة قياس الحرارة فمن الضروري تغطيس المقياس في البئر مباشرة وبسرعة بعد اجراء عملية الحساب على نفس العمق ومراجعة الحساب بعد ١٠-١٥ دقيقة وفيها إذا كان الفرق في الحساب يزيد عن ٢ , ٠ درجة يجب اعادة القياس حتى الوصول إلى فرق لا يزيد عن ٢ , ٠ درجة.

وكقاعدة عامة تقاس درجة حرارة الماء لكل طبقة مائية على حدة وإذا كانت الطبقة المائية سميكة ينصح بإجراء قياس درجة الحرارة على ثلاثة أعماق بحيث يكون العمق الأول لمسافة ٢-٣ أمتار تحت مستوى الماء والعمق الثاني في منتصف الطبقة المائية، وأخيراً يتم القياس عند قاعدة الطبقة المائية وأعلى بقليل من سطح البئر ويراعى أن تجرى هذه القياسات الواحدة تلو الآخرى بنفس الوقت. أما من أجل قياس درجة الحرارة في الأعماق الكبيرة التي تزيد عن ١٠٠ متر فهناك أجهزة خاصـة ومجهـزة للضغـوط الكبـيرة مثل ثيرموميتر الأعماق حيث تتكون مثل هذه الأجهزة من اسطوانة من الفولاذ أو النحاس الأصفر وفي داخلها ثيرموميتر واحد أو عدة ثيرموميترات محاطة بطوق خاص.

وهنـاك الثـيرمـوميترات الكهـربائية التي يمكن استخدامها لقياس درجات الحرارة في الآبار ويعتمد عملها على تغير المقاومة الكهربائية للموصل بتغير حرارته وتصل دقة قياس بعض هذه الثيرموميترات إلى ٠١ , ٠ درجة مئوية.

يمكن استخـدام ثيرمـوميتر الينابيع والثيرموميتر عديم الإطار لقياس حرارة الآبار التدفقية وذلك بغطسها في تيار المياه المتدفقة على سطح الأرض وفي حالة استعمال الثيرموميتر عديم الإطار ينصح بإجراء الحساب في لحظة اخراج الثيرموميتر وخلال ٣-٥ دقائق أو أثناء وجود كرة الثيرموميتر في تيار الماء المتدفق ويجب قراءة وتسجيل درجة حرارة الهواء، وكذلك عند قياس درجة حرارة الماء في الآبار غير

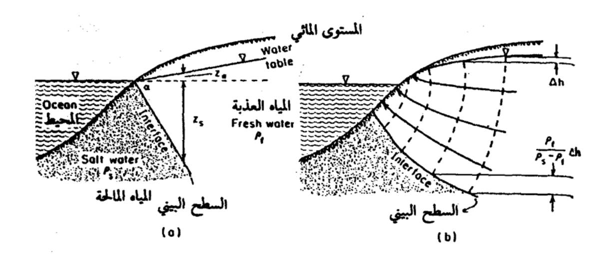
العميقة. هذا ويمكن قياس درجة حرارة الماء المتدفق من الآبار بواسطة المضخات وذلك عند بداية وفي منتصف ونهاية عملية الضخ.

٧-٦ اقتحام مياه البحر Sea water intrusion

تتواجد التكاوين المائية الساحلية في حالة تماس مع البحار والمحيطات عند الخط الساحلي، وفي الظروف الطبيعية يحدث تصريف من المياه الجوفية العذبة إلى مياه المحيطات والبحار، وعند ضخ المياه الجوفية من الطبقات المائية الساحلية التي ترتبط هيدروليكيا مع مياه البحر فإن منسوب المياه في التكاوين غير المحصورة ينخفض، ومع زيادة الضخ يمكن أن يحدث انعكاس للميل الطبيعي بحيث يصبح الجريان من مياه البحر المالحة باتجاه البئر. ونسمي هجرة المياه المالحة إلى الطبقات المائية العذبة تحت هذه الظروف باقتحام البحر. ومن أجل فهم طبيعة هذه العملية فمن الضروري معرفة طبيعة السطح البيني (interface) بين المياه العذبة المالحة في الطبقات المائية الساحلية تحت الظروف الطبيعية. ونتيجة الدراسات التي قام بها العالمان Herzberg 1901, Ghyben 1888 على امتداد الساحل الأوروبي وجد أن المياه المالحة الموجودة تحت الأرض لا تكون على نفس مستوى سطح البحر بل على عمق معين يصل إلى ٤٠ ضعف من ارتفاع المياه العذبة فوق مستوى سطح البحر (شكل ١١-٧) ولقد عزى هذا التوزيع إلى التوازن الهيدروستاتيكي الموجود بين سائلين لهما كثافتان مختلفتان. وافترضا في تحليلهما الظروف الهيدروستاتيكية البسيطة للطبقات المائية الساحلية غير المحصورة والمتجانسة. وقد بيّنا على أن السطح البيني الذي يفصل بين المياه المالحة ذات الكثافة (ρ_s) والمياه العذبة ذات الكثافة (ρ_f) يجب أن يصنع زاوية أقل من ٩٠° ($\alpha<90$) مع مستوى ماء البحر (شكل ١١-٧ a) وتحت الظروف الهيدروستاتيكية فإن وزن وحدة لعمود المياه العذبة الذي يمتد من المستوى المائي (water table) إلى السطح البيني يكون في حالة توازن مع وزن وحدة لعمود المياه المالحة الذي يمتد من مستوى مياه البحر إلى نفس العمق على السطح البيني. واعتمادا على (الشكل ١١-٧ b) نجد أن :-

$$\rho_s g Z_s = \rho_f g (Z_s + Z_w) \qquad (٧.١٤)$$

$$Z_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} Z_w \qquad (٧.١٥)$$



شكل (١١-٧) السطح البيني في الطبقات المائية الساحلية غير المحصورة
a) تحت الظروف الهيدروستاتيكية.
b) تحت ظروف الجريان باتجاه البحر.

(after Hubbert 1940)

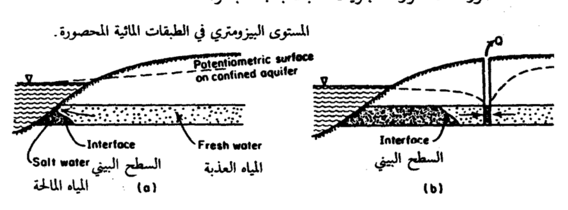
وإذا كانت $\rho_s = 1.025$ ، $\rho_f = 1.0$ فإن :-

$$Z_s = 40\, Z_w \qquad (٧.١٦)$$

وتدعى هذه المعادلة بعلاقة Ghyben - Herzberg وإذا ما حددنا التغير في مستوى المياه الجوفية بـ ΔZ_w فإن العلاقة تصبح $\Delta Z_s = 40\, \Delta Z_w$ وهذا يعني أنه إذا انخفض مستوى المياه الجوفية في الطبقات المائية الساحلية غير المحصورة.(١) متر فإن المستوى البيني للمياه المالحة سيرتفع ٤٠ متراً.

لقد أظهرت الدراسات أن علاقة Ghyben - Herzberg لا تكون حقيقية لجميع الحالات وتبدو صحيحة للطبقات المائية القريبة من شواطىء البحار. لذا فقد حاول كثير من العلماء تحليل ظاهرة اقتحام مياه البحر، ويبدو اثبات Hubbert 1940 هو الأنسب، حيث عرض هذه الظاهرة تحت ظروف حالة الجريان الثابت اعتمادا على رسم شبكات الجريان (شكل ١٢-٧). ويبدو أن كلا التحليلين السابقين اعتمدا على فرضية أن السطح البيني الذي يفصل بين المياه العذبة والمالحة في الطبقات المائية الساحلية ما هو إلا حد هيدروجيولوجي. وفي الحقيقة ان المياه العذبة والمياه المالحة تمتزج مع بعضها في نطاق انتشار حول السطح البيني. ويعتمد هذا

النطاق على طبيعة الطبقة المائية وخواصها. كذلك فإن اقتحام مياه البحر يمكن أن يحدث في كل من الطبقات المائية المحصورة وغير المحصورة والشكل (١٢-٧) يبين السطح البيني بين المياه المالحة والمياه العذبة في الطبقات المائية الساحلية المحصورة تحت ظروف الجريان الثابت باتجاه البحر.



a) السطح البيني في المياه المالحة ـ العذبة في الطبقات المائية المحصورة في حالة الجريان الثابت باتجاه البحر.

b) اقتحام مياه البحر نتيجة الضخ.

(شكل ١٢-٧) (من freeze, 1979)

وقد اقترح (Todd 1959) الطرق التالية لمنع اقتحام مياه البحر:ـ

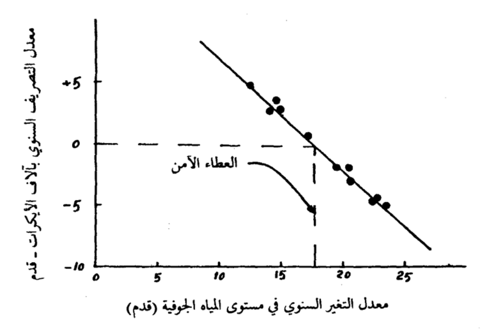
١ . تعديل الضخ وترشيده.
٢ . التغذية أو التطعيم الاصطناعي للطبقات المائية.
٣ . تطوير غور الضخ (Pumping Trough) في السواحل المجاورة بتشييد خط من آبار ضخ موازية للساحل.
٤ . تطوير حاجز المياه العذبة المجاورة للساحل بتشييد خط من آبار التغذية موازية للساحل.
٥ . انشاء حاجز اصطناعي تحت سطحي.

٤-٧ العطاء الآمن SAFE YEILD

تسمى كمية المياه التي يمكن سحبها من حوض المياه الجوفية سنويا دون

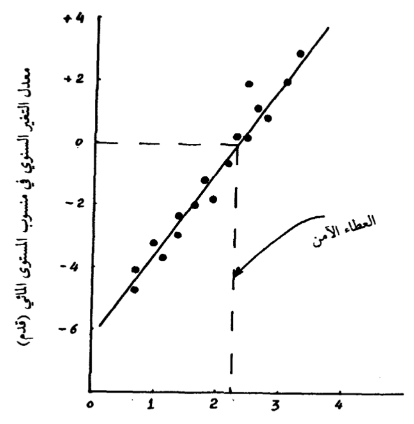
احداث نتائج غير مرغوب فيها بالعطاء الآمن لحوض المياه الجوفية، وتجاوز هذه الكمية يعني الإفراط في الاستغلال (overdraft) ، علما بأن العطاء الآمن يتغير مع تغير الظروف المتحكمة فيه ويبدو للوهلة الأولى أن فكرة العطاء الآمن سهلة تماما، وذلك لأن كمية المياه الداخلة للحوض محددة، ولا يمكن ضخ غير تلك الكمية. وعلى اعتبار أن المياه الجوفية مورد طبيعي ومتجدد فإن كمية معينة فقط من الماء يمكن سحبها سنويا من الحوض المائي. ويعتمد الحد الأعلى لكمية الميـاه التي يمكن استغلالها من الخزان الجوفي على كمية العطاء الآمن. وحيث أن كمية مياه التغذية السنوية للأحواض المائية أقل بكثير من كمية المخزون وإذا ما تجاوزت كمية المياه المستغلة كمية التغـذية السنوية فإن ذلك يسبب نضوباً دائماً في المياه الجوفية مع مرور الزمن.

وهذا يعني إفراطاً في الاستغلال، بالإضافة إلى أن انخفاض مستوى المياه الجوفية يزيد من تكلفة رفع المياه وربما سيولد الحاجة لتعميق الآبار. مع العلم بأن تجاوز العطاء النوعي يمكن تطبيقه في حالة وجود مياه جوفية ذات نوعية رديئة. ويعتبر الضخ من التكاوين المائية الساحلية سببا في اقتحام مياه البحر إلى الحوض المائي، علما بأن انخفاض مستوى المياه الجوفية قد يؤدي إلى ضخ المحاليل الملحية الحبيسة السفلية، وعنـد زيادة الضـخ فإن المياه ذات النـوعية الرديئة يمكن سحبها من المناطق المجاورة إلى التكوين المائي وينبغي تحديد العطاء النوعي من أجل المحافظة على الحقوق المائية، حيث يمكن ان تحدث تداخلات في الأحواض المائية نتيجة الضخ المفرط. ويمكن تعريف العطاء الآمن للتكاوين المائية غير المحصورة بأنه الاستعمال الاستهلاكي السنوي الحقيقي للمياه الجوفية التي يمكن ضخها اضافة إلى المياه الجوفية الخارجة من الحوض وهذا يكافيء الضخ السنوي الاجمالي ناقصاً الجريان العائد. وهناك عدة طرق تم تطويرها لحساب العطاء الآمن منها طريقة هل (Hill Method) التي تعتمد على رسم علاقة بيانية بشكل خط مستقيم بين معدل التصريف السنوي محسوباً بآلاف الأيكرات ـ قدم مقابل معدل التغير السنوي في مستـوى المياه الجـوفية بالقـدم (شكـل ٩-٧) وبمعرفة التغير الصفري في خط الارتفاع يمكن معرفة العطاء الآمن (انظر إلى الشكل ٩-٧).



شكل (٩-٧)

وقد طور العالم هاردنج (Harding) طريقة لحساب العطاء الآمن تعتمد على رسم علاقة بيانية بين القيم السنوية للجريان الداخل مطروحا منه الجريان الخارج بالأيكر قدم/ايكر للأراضي المرورية مقابل التغير السنوي في ارتفاع الطبقة المائية الحرة (شكل ١٠-٧). وعموما فإن معظم الطرق التي تم تطويرها لتقدير العطاء الآمن تعتمد على تحليل المعطيات الهيدرولوجية لعدة سنوات وعلى استخدام المياه الجوفية في الحوض.



الجريان السنوي السطحي الداخل ناقصاً الجريان الخارج بالأيكر/قدم/ايكر للأراضي المروية

(شكل ١٠-٧)

الفصل الثامن

التحري عن المياه الجوفية

Ground Water exploration

سبق أن عرّفنا الطبقة المائية بأنها التكوين الجيولوجي القادر على إعطاء الماء بكمية اقتصادية للإنسان من خلال الآبار، ومن صفاته أن يكون مساميا ونفاذا ومشبعا. وبينما تأخذ الطبقات المائية عدة أشكال في البيئات الجيولوجية الواسعة الاختلاف، فقد أصبح واضحا أن رسوبيات جيولوجية معينة تكون هذه الطبقات، نذكر منها: الرمال غير المتماسكة والحصى الغرينية (gravel of alluvial) والرسوبيات الجليدية والنهرية ومناطق الدلتا والصخور الرسوبية خاصة الحجر الجيري والدولومايت والحجر الرملي والكونجلوميرات والصخور النارية المسامية والمتشققة.

والتحري عن المياه الجوفية يعني التحري عن الطبقات المائية وبمعنى آخر هو التحري عن احدى أنواع هذه الطبقات أو التكاوين الجيولوجية. ويمكن تقسيم طرق التحري عن المياه الجوفية إلى :-

(٨-١) الطرق الجيولوجية :-

تبدأ المرحلة الأولى من برنامج التحري عن المياه الجوفية مكتبيا بدراسة الخرائط المختلفة والتقارير المنشورة، والدراسات القديمة لمنطقة البحث.

ولا تكتمل دراسة الخرائط الطوبوغرافية والخرائط الجيولوجية والهيدروجيولوجية، مع ما تعطيه من معلومات بدائية، إلا بواسطة الاستطلاع الحقلي الجيولوجي الذي سيتم على ضوئه تقييم ظروف المياه الجوفية بشكل مؤقت لاختيار الطرق المناسبة للاستكشاف في المراحل اللاحقة.

ومعرفة ظروف الترسيب والتآكل في منطقة ما، هي بداية لمعرفة امتداد وانتظام التكوينات الحاملة للماء، حيث يشير التكوين الصخري إلى كمية المياه المتوقعة، ويشير علو طبقات الأرض وتاريخ المنطقة الجيولوجي إلى عمق الطبقات المائية واستمراريتها وترابطها وحدودها.

ونستطيع تقدير أعماق الحفر بمعرفة طبيعة الطبقات العلوية، وسماكتها وميل الطبقات المائية، ويمكننا التكهن بوجود آبار متدفقة بملاحظة التكوينات المائية المحصورة. وبمعرفة خصائص التكوينات المائية يمكن التكهن بنوعية المياه الجوفية. ويعتمد وجود المياه الجوفية إلى حد كبير على التضاريس الطبيعية وشكل الأرض، لذلك فإن تفسير الصور الجوية يستعمل بشكل واسع في التحري عن المياه الجوفية، حيث يتم تحضير الخرائط، لشكل الأرض وللتربة ولنمو النباتات ولأشكال التصريف واللون والتعرية والأنهار الجليدية والمساند النهرية والسهول الفيضية اعتمادا على الصور الجوية. ويستدل من الصور الجوية على الظروف تحت السطحية. ويتم تحضير الخرائط بتجميع الصور الجوية لمنطقة ما لتتم دراستها بواسطة الاستيروسكوب وتحول إلى خرائط يستفاد منها في التحري عن المياه الجوفية وفي البحث عن الخامات المختلفة ولأغراض أخرى.

ومعرفة العلاقات الطبيعية والبيئات الهيدروجيولوجية نادرا ما يكون كافيا في التحري عن المياه الجوفية ما لم يتبعه تحريات تحت سطحية مباشرة. غير أن المرحلة الأولى غالبا ما تتضمن تسجيلات مفيدة.

ومعظم برامج البحث، وخاصة تلك التي تكون بأحجام كبيرة تتطلب حفرا تجريبيا لمعرفة الظروف تحت السطحية لإعطاء الفرصة لعمل الوصف الجيوفيزيائي ولأخذ عينات اسطوانية للمواد الجيولوجية. وتستعمل الحفر الاختبارية من أجل الحصول على عينات من المياه لفحصها كيماويا ولمعرفة ارتفاع المستوى المائي في البئر. ويمكن تفسير معطيات الحفر الاختبارية والخرائط الجيولوجية وتسجيلات وصف الآبار المتوفرة. بواسطة الوصف الصخري الاقليمي والمحلي وبواسطة التتابع الطبقي والتركيبي للتكاوين الجيولوجية. ويستعمل وصف الآبار في تحضير المقاطع العرضية الطبقية وفي رسم السياج التخطيطي أو الجيولوجي Fence)

(diagrams والخـرائط موحـدة السمـك (Isopach maps) وخرائط السحنة الصخرية (Lithofacies maps) ويتضمن التفسـير الهيدروجيولوجي خطوطا كنتورية للمستوى المائي وخرائط موحدة السمك للطبقات المائية الحرة المشبعة. ويعتبر عرض نتائج التحليل الكيماوي لعينات المياه الجوفية بيانيا كما سنوضحه لاحقا مقياساً مباشراً لنوعية المياه وعو إثبات هام جدا لطبيعة البيئة الجيوكيماوية.

(٢-٨) الطرق الجيوفيزيائية :-

تستعمل الطرق الجيوفيزيائية من أجل الحصول على معلومات أكثر دقة عن الظروف تحت السطحية. مثل نوع المواد وعمقها وكونها متماسكة أو غير متماسكة وعن عمق التجـوية (Weathering) ووضع النطاق المهشم (Fractured - Zone) وعمق المياه الجوفية، والعمق إلى طبقات الأساس وعن المحتوي الملحي للمياه الجوفية.

وأكثـر الطرق الجيوفيزيائية شيوعا هي طريقة المقاومية الكهربائية (Electrical resistivity) والـطرق السيزمية (Seismic methods) وتستعمل طريقة الجاذبية (Gravity method) والـطريقـة المغنـاطيسية (Magnetic method) في البحث عن المياه الجوفية. وتعتمـد طريقة الجاذبية على قياس الاختلافات في الكثافة على سطح الأرض، والتي قد تدل على التراكيب الجيولوجية، وحيث أن هذه الطريقة باهظة الكلفة، وبما أنه نادرا ما يمكن قياس الاختلافات في الوزن النوعي وفي كمية المياه الموجودة في الطبقات تحت السطحية. فإن هذه الطريقة لا تستعمل كثيرا في التحري عن المياه الجـوفية، إلا في حالات خاصـة مثـل الترسبات النهرية السميكة المحاطة بمنطقة جبلية فيمكن تحسسها من اختلافات الجذب.

أمـا الطرق المغناطيسية التي تعتمد على رسم المجال المغناطيسي للأرض، وحيث أن الفروقات المغناطيسية نادرا ما ترتبط بوجود المياه الجوفية فإنها لا تفي بالغـرض كامـلا. هذا ونستطيع الاستفادة من طريقتي المغناطيسية والجاذبية في تعيين مواقع الفوالق (Faults) الرئيسية ونطاقات التهشم والتتابع الطبقي للصخور المتماسكة وغير المتماسكة. وتستعمل الطرق المغناطيسية لدراسة الطبقات المائية البـازلتية والأحـواض الغرينية المغطاة بالصخور المغناطيسية. وهناك المسوحات

الحرارية (Temperature surveys) التي تشير إلى مواقع الطبقات المائية الضحلة، حيث تعمل مثل هذه الطبقات المائية على احتواء الحرارة خلال المواسم الباردة أي في الخريف والشتاء. الأمر الذي يسبب شذوذاً حرارياً في الطبقة المائية أو القرب منها.

(١-٢-٨) طريقة المقاومية الكهربائية ـ Electrical Resistivity method)

يمكن تعريف المقاومية الكهربائية لتكوين صخري ما بأنها كمية التيار المار عبر التكوين عند تسليط جهد كهربائي بين وجهين متقابلين من وحدة مكعبة من المادة. فإذا كانت مقاومة المادة R ومساحة مقطعها العرضي A وطولها L فيمكن التعبير عن المقاومية حسب المعادلة التالية :ـ

$$\rho = \frac{RA}{L} \qquad (8.1)$$

وبما أن وحدات المقاومة في النظام المتري هي أوم ohm فإن وحدات المقاومية هي أوم م^2/م أو أوم . م (ohm-m) ويرمز للأوم بالرمز Ω وبذلك يرمز للمقاومية بالرمز Ωm.

تتغير مقاوميات التكاوين الصخرية وتعتمد على غدة عوامل مثل نوع المادة وكثافتها ومساميتها وشكل وحجم المسامات وعلى المحتوى المائي ونوعيته وعلى درجات الحرارة. وتعطي مقاوميات الصخور النارية والمتحولة ما بين (10^2-10^8) أوم . م. بينما تعطي مقاوميات الصخور الرسوبية غير المتماسكة ما بين (10-10^4) أوم . م. وبما أن التكوين المائي المسامي يحتوي على مياه جوفية فإن مقاومية المياه الجوفية هي السائدة والمسيطرة على مقاومية الصخور الحاوية على الماء. أي أننا نستطيع أن نفصل بين مقاومية الصخور ومقاومية الماء داخلها. وعلى فرض أن مسامات التكوين المائي تحتوي بالكامل على الماء وان مسامية الصخر هي n ومقاوميته هي ρ ومقاومية المياه الجوفية هي ρ_w فإن ذلك يمكن توضيحه حسب المعادلة التالية :ـ

$$\frac{\rho}{\rho_w} = \frac{3-n}{2n} \qquad (8.2)$$

تطبق المعادلة (٨.٢) في الظروف المتشابهة الخصائص، ولا تطبق في حالة

الظروف غير المتجانسة لأنْ تسليط التيار في مثل هذه الطبقات سيعطي اختلافات في المقاومية تبعا لاختلاف الخواص.

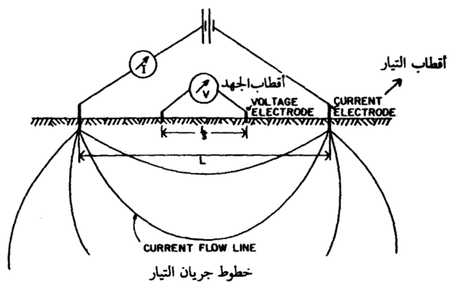
تعتمد طريقة المقاومية الكهربائية على إيجاد المقاومية الظاهرية (ρ_a) للمواد تحت السطحية بإمرار تيار كهربائي معروف خلال الأرض وقياس فرق الجهد بين نقطتين أو بين قطبين.

وتتكون أقطاب التيار من عصا معدنية تغرس في الأرض (شكل ١-٨). اما أقطاب الجهد فهي عبارة عن أقداح مسامية مملوءة بمحلول مشبع من كبريتات النحاس يمنع تكون المجال الكهربائي حولها. ولمنع الاستقطاب وتقليله يفضل استعـمال تيار منخفض التردد أو تيار مباشر معكوس جهده حوالي 200 =V ويجب تبليل التربة حول أقطاب التيار للحصول على تماس كهربائي جيد. وتتراوح المسافة بين أقطاب التيار من عشرة أمتار إلى عدة مئات من الأمتار ويعتمد ذلك على العمق المراد قياس المقاومية الظاهرية فيه.

يقـاس فرق الجهد أو الفولتية بواسطة قطبين منفصلين موضوعين بالتناسق والتماثل على الخط الواقع بين أقطاب التيار شكل (١-٨) وتتكون الشبكة ذات الأقواس الدائرية من خطوط جريان التيار وخطوط الجهد المتساوية (شكل ١-٨) وهي تحكم قياسات فرق الجهد والتيار فوق المنطقة تحت السطحية. لذلك تعطي هذه القياسات مقاومية ظاهرية خلال عمق غير محدد. فكلما ازدادت المسافة بين الأقطاب كلما زاد عمق المجال الكهربائي واختلفت المقاوميات الظاهرية. وعموما فإن المقاوميات الحقيقية تحت السطحية تتغير مع العمق. لذلك فإن المقاوميات الظاهرية. تتغير كلما زادت المسافة بين الأقطاب، إلا أن تغيرها لا يكون بنفس السلوك، وسبب ذلك أن تغير المقاوميات عند الأعماق الكبيرة له تأثير بسيط على المقاومية الظاهرية مقارنة بتلك التي عند الأعماق الضحلة. لذلك فإن هذه الطريقة نادراً ما تؤثر في تحديد المقاوميات الحقيقية على عمق مئات قليلة من الأمتار.

لقد استعملت عدة تنظيمات للمسافات بين الأقطاب وأكثر هذه التنظيمات شيوعا هي تنظيمات wenner وتنظيمات Schlumberger . ففي تنظيمات wenner تكون

المسافة بين أقطاب الفولتية مساوية لثلث المسافة (١/٣) بين أقطاب التيار شكل (١-٨).



أقطاب الجهد والتيار حسب تنظيم Wenner

(شكل ١-٨) (من Bouwer 1978)

وتحسب المقاومية الظاهرية بناء على تنظيم wenner حسب المعادلة التالية :-

$$\rho = \frac{2}{3} \pi L \frac{V}{I} \qquad (٨.٣)$$

حيث أن : V : فرق الجهد بين أقطاب الفولتية .

I : شدة التيار الكلي في الحقل الكهربائي .

L : المسافة بين أقطاب التيار.

وفي تنظيمات Schlumberger تكون المسافة بين أقطاب الفولتية (أقطاب الجهد) مساوية لخمس (١/٥) المسافة بين أقطاب التيار. وتحسب المقاومية الظاهرية حسب هذا التنظيم من المعادلة التالية :-

$$\rho a = \frac{(L/2)^2 \quad (a/2)^2}{a} \frac{V}{I} \qquad (٨.٤)$$

حيث تعبر a عن المسافة بين أقطاب الفولتية (أقطاب الجهد) .

ان العمق الذي تقاس فيه المقاومية الظاهرية في تنظيم Wenner يساوي المسافة

بين أقطاب الفولتية، وهذا صحيح فقط إذا كانت المواد تحت السطحية ذات مقاومية منتظمة. والطبقة ذات المقاومية المنخفضة القريبة إلى السطح، لها تأثير على قيمة المقاومية الظاهرية وتعطي عمقا تأثيرياً لهذه الطبقة.

ومن ميزات تنظيم Schlumberger الواسع الاستعمال في البحث الكهربائي هو أن أقطاب الفولتية لا يلزم تحريكها في كل مرة يراد قياس المقاومية الظاهرية لعمق أكبر، حيث يمكن زيادة المسافة بين أقطاب التيار لتحقيق ذلك.

وهناك ترتيب آخر يدعى بالنظام ثنائي الاستقطاب ـ (Dipole - dipole array) وتكون فيه أقطاب التيار وأقطاب الفولتية مرتبة بأزواج منفصلة، وتقل المسافة بين أقطاب التيار والمسافة بين أقطاب الفولتية بكثير عن المسافة بين مراكز الاستقطاب ويمكن ترتيب أزواج الاقطاب بأنظمة مختلفة.

وقد تطورت هذه الطريقة في روسيا عام ١٩٤٠ وأصبحت الآن طريقة عامة في البحث وبدأت الولايات المتحدة الأميركية باستعمالها منذ عام ١٩٦٠م.

ويمكن تنفيذ طرق المقاومية الكهربائية جانبيا وعموديا. ففي الطريقة الجانبية يتم اختيار المسافة بين الأقطاب الثابتة للحصول على العمق المطلوب، ويتم قياس المقاومية الظاهرية في مواقع مختلفة للحصول على خارطة لخطوط المقاومية المتساوية ـ Isoresistivity map التي تستعمل في معرفة التغيرات في صخور الأساس وفي معرفة عمق الطبقة المائية وفي تتبع ومعرفة الوديان المدفونة والفوالق والنطاقات المهشمة أو المكسرة، وكذلك في معرفة التغير في نوعية المياه وتداخل المياه العذبة بالمياه المالحة وخاصة في المناطق الساحلية.

أما في الطريقة العمودية فيتم زيادة المسافة بين الأقطاب من أجل قياس المقاومية الظاهرية لأعماق أكبر. وبوضع نتائج قياسات المقاومية الظاهرية مقابل المسافة بين الأقطاب نحصل على منحنى، يمكن بواسطته الحصول على معلومات قيمة عن تغير المقاومية مع العمق وهذا يحتاج إلى تفسير مناسب من قبل المتخصصين في الجيوفيزياء. ومن أجل التفسير المناسب لهذه المنحنيات فقد قام العلماء بعمل حسابات نظرية حصلوا بواسطتها على منحنى قياسي يسمى ـ Type

Curve يبين علاقة المقاومية الظاهرية مع العمق لأنواع مختلفة من الطبقات الجيولوجية لكل منها مقاومية مختلفة، وبمقارنة المنحنى الحقلي للمقاومية الظاهرية بالمنحنى القياسي يمكن الحصول على معلومات عن سماكة ومقاومية الطبقات المختلفة. وتطبيق هذه الطريقة في حالة طبقتين تعطي نتائج أدق وأصح منها في حالة تطبيقها في الطبقات المتعددة، وذلك لأن الأرقام غير المؤكدة واختلاف المعلومات الحقلية يؤدي إلى تفسير غير مناسب لهذه المعلومات. وعموما فإن التفسير المناسب لمنحنى المقاومية الظاهرية الحقلية يكون ناقصا ما لم تكن هنالك معلومات متوافرة عن عمق ونوع المواد ويتم ذلك بواسطة الطرق السيزمية ووصف الآبار. علماً بأن وجود سياج من الأسلاك والكوابل وخطوط الأنابيب المدفونة وغيرها من العوامل التي تسبب اضطرابا في المجال الكهربائي بجوار الأقطاب قد تبطل قياسات المقاومية.

لقد تم تطبيق طريقة المقاومية الكهربائية على نطاق واسع في التحري عن المياه الجوفية، وحيث أن الجهاز متنقل وسهل العمل ويعطي قياسات سريعة فقد شاع استعماله. وبما أن هذه الطريقة اقتصادية، وتساعد في اعداد برامج الحفر الاختباري وفي تحديد حدود المياه الجوفية المالحة، حيث يظهر على المنحنى نقصا في المقاومية عند مقابلته للماء المالح، فإنها قد اشتهرت في كثير من بلدان العالم.

(٣-٢-٨) الطريق السيزمية Seismic methods :-

تعتمد الطريقة السيزمية على قياس سرعة الأمواج الصوتية المارة عبر الطبقات المختلفة وتحديد سرعتها بهدف حساب العمق إلى هذه الطبقات. ويتم ذلك بخلق هزة صغيرة عند سطح الأرض بواسطة صدمة من جهاز ثقيل أو بواسطة تفجير شحنة صغيرة من الديناميت على عمق متر واحد أو أكثر. وقياس الوقت اللازم لوصول الموجة الصوتية إلى مسافات معلومة ومختلفة بواسطة مكتشف الأصوات الذي يسمى الجيوفون ـ geophones أو (المتحسسات) والموضوع على سطح الأرض.

يتصل الجيوفون بواسطة سلك ـ Cable بجهاز قياس الذبذبات (Central

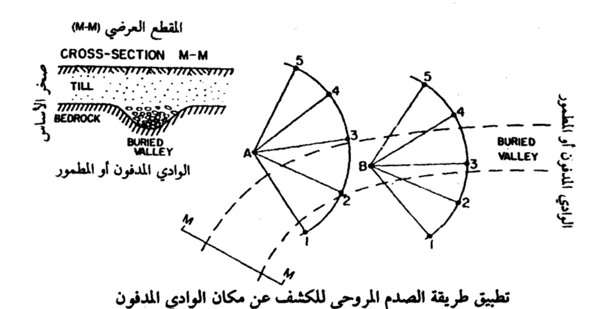
(Oscillograph) أو بجهاز آخر لتسجيل الموجة الصوتية الأولى التي تصل إليه بعد عملية الصدم أو التفجير. وتتراوح السرعات الصوتية من حوالي ٢٥٠م/ثا في مواد التربة السطحية غير المشبعة إلى حوالي ٥٠٠٠م/ثا وأكثر في الصخور المتبلورة. وتتراوح في المواد العميقة والغير متماسكة ما بين ١٥٠٠م-٢٥٠٠ م/ثا في الحالة المشبعة كما تتراوح ما بين ٣٠٠-١٠٠٠ م/ثا في الحالة غير المشبعة. أما في الطبقات المائية غير المتماسكة وذات الحبيبات الناعمة فقد تصل السرعات الصوتية إلى ٢٥٠٠ م/ثا وتتراوح في الصخور المهشمة أو المكسرة ما بين ١٠٠٠-٢٥٠٠ م/ثا وفي الحجر الرملي الصلب ما بين ٢٠٠٠-٣٠٠٠ م/ثا وفي الحجر الجيري الصلب ما بين ٢٠٠٠-٥٠٠٠ م/ثا.

تقسم الطرق السيزمية إلى نوعين:-

- الطريقة الجانبية وتدعى بالصدم المروحي ـ Fan Shooting
- الطريقة العمودية وتدعى بطريقة الانعكاس ـ Refraction method .

يتم ترتيب الجيوفونات حول نقطة الصدم في الطريقة الجانبية على شكل دائري (شكل ٢-٨). فمثلا من أجل معرفة موقع الوادي المدفون الموضح في الشكل (٢-٨) يتم تطبيق الصدم المروحي في موقع الوادي في النقطة A وبما أن سرعة الموجات في الرمل المسامي وحصى الوادي المدفون أقل منها في الرسوبيات التي تغطيه فإن وصول هذه الموجات إلى الجيوفونات 2,1 يحتاج إلى زمن أطول من الوصول إلى الجيوفونات الأخرى. وإذا اخترنا نقطة صدم أخرى فوق الوادي المدفون كالنقطة B (شكل ٢-٨) وأعدنا ترتيب الجيوفونات بشكل نصف دائري فإن الزمن اللازم لوصول الأمواج إلى الجيوفونات 4,3 سيكون أطول من الزمن اللازم لوصول الأمواج إلى الجيوفونات الأخرى. وبتكرار العملية عدة مرات وبشكل كاف يمكن الكشف عن الوادي المدفون وتطبق هذه العملية لمعرفة القباب الملحية في البحث عن البترول.

أما في طريقة الانعكاس السيزمية فتوضع الجيوفونات بشكل منتظم على خط مستقيم من نقطة الصدم، ويتم تسجيل زمن وصول موجة الصدم الأولى. علما

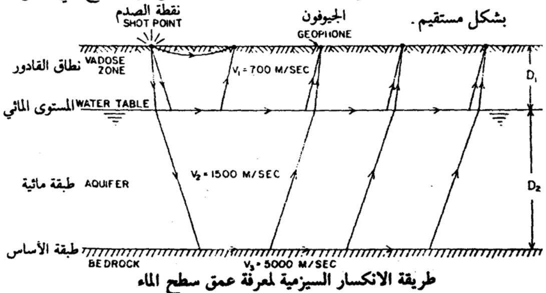


تطبيق طريقة الصدم المروحي للكشف عن مكان الوادي المدفون

B ، A موقع الصدم و5،4،3،2،1 مواقع الجيوفونات

(شكل ٢-٨) (من Bouwer 1978)

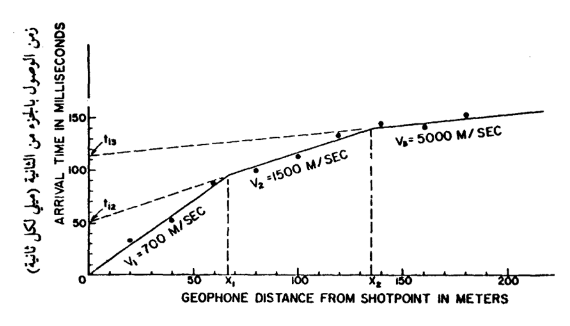
بأن الأمـواج يمكن أن تنتقـل مبـاشرة وبشكـل مستقيم من نقـطة الصدم إلى الجيوفـونات ويمكن أن تواجه انعكاسا أو انكسارا في الطبقات العميقة قبل أن تصـل إلى الجيوفـونـات (شكل ٣-٨) فإذا كانت السرعة الصوتية في الطبقات العميقـة أكـبر من السرعة الصوتية في المواد السطحية فإن الأمواج الصوتية التي تنعكس أو تنكسر ستصل إلى الجيوفونات الأبعد بوقت أقل من الأمواج التي تنتقل بشكل مستقيم.



طريقة الانكسار السيزمية لمعرفة عمق سطح الماء

(شكل ٣-٨) (من Bouwer 1978)

وإذا وضعنا زمن وصول موجة الصدم الأولى في كل جيوفون مقابل مسافة الجيوفـون من نقطة الصدم فإننا سنحصل على منحنى لمقطع طبقي مكون من مقاطع لخطوط مستقيمة (شكل ٤-٨) حيث يبين المقطع الأول الطبقة الأولى أو الـطبقـة السـطحية ويبـين المقطع الثاني الطبقة الثانية وهكذا. ويمكن حساب السرعة الصوتية لكل طبقة بعكس ميل مقطع الخط المستقيم.



المسافة بين الجيوفونات من نقطة الصدم بالأمتار

العـلاقـة بين زمن وصـول الأمواج والمسافة بين الجيوفونات للنظام الموضح في الشكل (٣-٨)

(شكل ٤-٨) (من Bouwer 1978)

لقد تم تطوير معادلات متعدد لحساب سمك الطبقات المختلفة من المنحنى شكل (٤-٨) وتعتمد هذه المعادلات على إيجاد أسرع طريق للموجات بين نقطة الصدم والجيوفون. وبعضها استفاد من تقاطع الاحداثي الرأسي مع امتداد مقاطع الخطوط المستقيمة في المنحنى (٤-٨). واستعمل البعض المسافة الحرجة للنقاط التي يتغـير فيها ميل المنحنى، وقد عرض العالم ـ Nettleton المعادلة التالية لإيجاد سمك الطبقات في المقاطع المتعددة:

$$D_n = \frac{V_n V_{n+1}}{2\sqrt{V_{n+1}^2 - V_n^2}} \; t_{i(n+1)} - 2D_1 \frac{\sqrt{V_{n+1}^2 \; V_1^2}}{V_1 V_{i+1}} - - 2D \frac{\sqrt{V_{n+1}^2 - V_1^2}}{V_2 V_{n+1}} \cdots\cdots - 2D_{n-1} \frac{\sqrt{V_{n+1}^2 - V_{n-1}^2}}{V_{n-1} \; V_{n+1}} \qquad (٨.٥)$$

حيث أن :ـ

D_n : السمك لـ n من الطبقات (الطبقة العليا $n = 1$) .

V_n : السرعة الصوتية لـ n من الطبقات (عكس الميل لـ n من المقاطع المستقيمة للمنحنى) .

$t_{i(n)}$: تقاطع امتداد الخط المستقيم لـ n من الطبقات مع المحور t أو مع محور الزمن .

فإذا أردنا حساب سمك الطبقة العليا من الشكل (٤-٨) مثلا فإن المعادلة (٨.٥) تصبح بالشكل التالي :ـ

$$D_1 = \frac{V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \; t_{i2} \qquad (٨.٦)$$

وللطبقة الثانية :ـ

$$D_2 = \frac{V_2 V_3}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \left[t_{i3} - 2D1 \sqrt{\frac{V_3^2 - V_1^2}{V_3 V_1}} \right] \qquad (٨.٧)$$

تستعمل عادة المعادلة التالية لحساب D1 من المسافة العمودية X1 من النقطة الأولى في المنحنى (شكل ٤-٨) كما يلي :ـ

$$D_1 = -\frac{X_1}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \qquad (٨.٨)$$

وقد قام المتخصصون في الجيوفيزياء بعرض المعادلة التقريبية التالية لحساب D2 .

$$D_2 = \frac{X_2}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}} \quad \frac{D_1}{6} \qquad (٨.٩)$$

حيث تعبر X2 عن المسافة العمودية للنقطة الثانية على المنحنى (شكل ٤-٨) .

يمكن تطبيق الطريقة السيزمية إلى أعماق تصل إلى ١٠٠ متر وأكثر . وتفترض هذه الطريقة أن الطبقات متجانسة ويحيط بها مستويات بين سطحية غير واضحة ، يستعاض عنها بمنطقة انتقال تدريجي في ميل المنحنى على الرسم البياني ليحل محل الانكسار . ولحسن الحظ فإن مستويات المياه تعتبر مستويات بين سطحية على وجه التقريب .

ان الاستخدام الجيد والتطبيق السليم لهذه الطريقة يتطلب مهارة فائقة في تفسير ملائم لمصطلحات المواد الصخرية وأعماقها وشذوذياتها. وتساعد المعرفة الاضافية الأخرى للمواد تحت السطحية ولأشكالها في تحليل مناسب للقياسات الحقلية. حيث يصعب تحديد المياه الجوفية بدون معلومات اضافية تكميلية، وذلك لأن السرعات الصوتية للأمواج تتداخل في المناطق المشبعة وغير المشبعة. مع العلم بأن التذبذبات المحلية والضوضاء، كالذي يحدث في الطرق العامة والمطارات وفي مواقع البناء والانشاءات قد تسبب تداخلا مع العمل السيزمي. وحيث ان هذه الطريقة تتطلب معدات خاصة وكوادر فنية مدربة لتشغيلها ولتفسير معطياتها، ولأنها باهظة التكاليف، فإنها لا تطبق إلا بشكل محدود في التحري عن المياه الجوفية.

(٣-٨) الحفر الاختباري - Test drilling

يمكن الحصول على معظم المعلومات الصحيحة عن سماكة الطبقات المائية ونوعيتها، وعن العمود الجيولوجي، بواسطة حفر الآبار الاختبارية، ويتم حفر هذه الآبار بأقطار صغيرة للتحقق من الظروف الجيولوجية وظروف المياه الجوفية. وفي حالة نجاح البئر يمكن اعادة حفره وتوسيعه بقطر أكبر ليصبح بئرا منتجة يمكن ضخ المياه من خلالها. ويمكن استعمالها كبئر مراقبة لقياس مناسيب المياه الجوفية واجراء تجارب الضخ. علما بأن حفر هذه الآبار يعطي مخططات أو سجلات أداء - (logs) للطبقات الصخرية وللتكوينات المائية عن طريق أخذ العينات الصخرية الاسطوانية أو المفتتة أثناء حفرها وتؤخذ عينات المياه الجوفية من هذه الآبار لإجراء الفحوصات عليها وتحديد نوعيتها. ويتم تحديد مواقع الآبار الاختبارية بناء على نتائج الدراسات الجيولوجية والجيوفيزيائية ويمكن استعمال طريقة الحفر بالكيبل (Cable) في التكوينات الرخوة وغير المتماسكة، وتعتبر طريقة الحفر الدوراني الهيدروليكي من أكثر الطرق شيوعا في حفر هذه الآبار. إلا أن طريقة الحفر بالكيبل تبقى الأفضل في إعطاء عينات أكثر دقة. في حين تحتاج إلى زمن أطول من طريقة الحفر الدوراني الهيدروليكي.

ويمكن حفر الآبار الضحلة في الطبقات الطرية بواسطة مثقب أو بريمة. ومن ميزات هذا النوع من الحفر أنه سريع ولا يكلف كثيراً بالمقارنة مع غيره. وتعتبر طريقة الحفر بالنفث ـ Jetting في حالة الآبار الضحلة ذات القطر الصغير هي الأخرى من الطرق الاقتصادية المستعملة في التحريات تحت السطحية. وعموما يعتمد اختيار طريقة الحفر على نوعية الطبقات المراد اختراقها وعلى عمق الحفر وموقعه ويعتبر سجل أداء الحفر (حفر ـ وقت) أو drilling - time مكملا جيدا للحفر لما يعطيه من معلومات عن الوقت اللازم لحفر كل قدم من البئر.

(٤-٨) أخذ العينات Sampling

يمكن أخذ العينات من الآبار، عن طريق سحب ساق الحفر واستخدام جامع العينات ـ Sampler ومن أجل قطع العينات الاسطوانية ـ Core يثبت رأس القاطعة ذات الساق المجوف في أنابيب الحفر، وتنزل إلى أسفل البئر، وعند ادارتها أو لفها تقوم بقطع الصخور، وتدخل المواد الصخرية داخل الانبوب المجوف، لتخرج على شكل عينة اسطوانية.

يتم جمع العينات من الآبار على فترات مختارة أثناء الحفر، ويمكن الحصول على أدق المعلومات تفصيلاً عن المواد تحت السطحية بواسطة هذه العينات. وهناك عدة طرق تم تطويرها من أجل الحصول على عينات غير مبعثرة من الآبار، ففي الوقت الذي يمكن فيه الحصول على عينات غير مبعثرة تقريباً من الصخور المتماسكة والحصى التي لا تحتوي على طين ومن الرمال الناعمة، فإنه من الصعب الحصول على عينات غير مبعثرة من الحصى والرمل الخشن، ويعود ذلك إلى أن الرمال الخشنة والمواد ذات الحصى يلزمها جامعات ثقيلة ربما تحطم نهايات أنابيب التغليف. والعينات التي يمكن جمعها غالبا ما تكون مبعثرة وخاصة تلك المأخوذة من الطبقات الرقيقة ذات الرمال الناعمة التي يمكن أن تضيع داخل الحصى السائد. ويمكن إستعمال طرق التجميد (Freezing) والحقن (Grouting) لزيادة تماسك عينات الرمال الخشنة والحصى بواسطة ضغط الهواء (Air-Pressure) وهذا يساعد في تقليل ضياع المواد من جامع العينات.

وغالباً ما يكون جامع العينات المسمى بالجامع المشرح أو المثقب ـ Slot Sampler فعالا في أخذ عينات الرمل وعينات المواد المتهاسكة. ويتكون من أنبوب مشرح أو مثقب ـ Slotted tube ومغلق من الأسفل، وعند دفعه إلى أسفل البئر وادارته أو لفه تدخل مواد التربة إلى الأنبوب من خلال الشقوق العمودية في الجدار. وبعد امتلاء الأنبوب يسحب إلى الأعلى ليتم أخذ العينة منه. وهناك نماذج مختلفة لأجهزة جمع العينات وأبسطها ما يسمى ـ Open drive sampler ويتكون من أنبوب معدني ذي جدار رقيق ومفتوح ومائل من الأسفل، ويوجد صمام كروي في أعلى الأنبوب يفتح أثناء دفع الأنبوب إلى أسفل ويغلق أثناء سحبه إلى أعلى ليحافظ على العينة من السقوط خارج الأنبوب. ومن الأجهزة الأخرى المستعملة في جمع العينات تلك التي تحتوي على مكبس Piston-tube sampler وتتكون من أنابيب اسطوانية مغلقة من الأسفل بواسطة مكبس يمنع دخول المواد غير المرغوب فيها إلى داخل الأنبوب أثناء نزوله إلى أسفل وعندما يصل إلى العمق المطلوب يتم سحب المكبس بدفع جامع العينات إلى الأسفل لأخذ العينة. وأثناء سحب جامع العينات إلى أعلى يبقى المكبس في حالة مغلقة ليحافظ على العينة داخل الأنبوب. ويتم أخذ العينات من الصخور الصلبة ذات المواد اللاحمة أو المسمنتة بقوة بواسطة ريشة حفر اسطوانية مرصعة بالألماس، وتستعمل أجهزة الحفر الدوراني لهذا الغرض وقد يبلغ قطر العينات ١٠ سم أو أقل وربما أكثر، وتختلف في الطول من عدة ستمترات إلى عدة أمتار.

(٥-٨) سجل أداء الحفارين ـ Driller's Logs

يقوم الحفار أثناء عمليات الحفر بالاحتفاظ بنوعين من سجلات الأداء، هما سجل أداء زمن الحفر ـ Drilling - time Logs وسجل الأداء الجيولوجي ـ Geological Logs ويتكون سجل أداء زمن الحفر من مسجل لمسافة الحفر لكل وحدة زمن مثل متر لكل ساعة. ويشير التغير في زمن الحفر مع العمق إلى عدم استمرارية العمود الجيولوجي (شكل ٥-٨). وتعتمد سرعة الحفر على نوعية التكاوين الجيولوجية ونوعية الأجهزة المستعملة في الحفر مثل وزن الريشة، وعدد الضربات أو الدورات في الدقيقة وعلى مهارة الحفار وخبرته.

أما في سجل الأداء الجيولوجي فيتم تسجيل المواد الخارجة من البئر بطرق أخذ العينات المختلفة والتي أشرنا إلى بعضها سابقا.

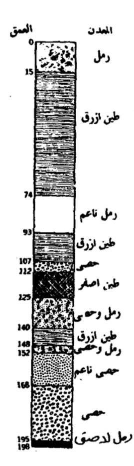
ويمكن الحصول على العينات الصخرية من الآبار بواسطة سائل الحفر أو طين الحفر العائد إلى سطح البئر والمحمل بالفتات الصخري القادم من الأسفل. وغالبا ما تكون هذه العينات ممزوجة بسائل الحفر وبمواد التكاوين الجيولوجية العلوية، لذلك يجب الانتباه أثناء تحليل هذه العينات، وغالبا ما تتم مقارنة العينات من الاختلافات التي تظهر أثناء خروجها. وهناك بعض التحاليل الكيماوية التي يمكن اجراؤها من أجل التمييز بين الأنواع المختلفة من العينات الصخرية.

سجلات الأداء الجيولوجية والجيوفيزيائية

(شكل ٥-٨) (من Bouwer 1978)

(٦-٨) سجل أداء البئر أو مخطط البئر Well logging

ان عمـل سجـلات لأداء الآبـار الاختيارية والانتاجية. تعتبر من الفرص الفريدة لجمع المعلومات عن الظروف الجيولوجية والهيدروجيولوجية. فعند حفر مجموعة من الآبار في حوض مائي أو في نظام الطبقات المائية، فإن نتيجة عمل مظاهـاة ومقـارنـة بين هذه الآبار يعطي صورة كاملة لجيولوجية المياه الجوفية في المنطقة. ويتم ذلك بعمل سجلات لأداء هذه الآبار ـ Well Log والتي هي مقطع عمـودي بمقياس رسم مناسب يمثل نوعية الطبقات المائية وسماكتها في كل بئر (شكل ٦-٨). ويتم بعد ذلك عمل مقارنة بين الآبار المحفورة في المنطقة بعمل سياج تخطيطي ـ Fence diagram يربط هذه الآبار بعضها مع بعض. ويحتاج تفسير هذا السياج وعمله إلى أشخاص متخصصين وأجهزة خاصة وخبرات جيدة.



(شكل ٦-٨) سجل أداء أو مخطط لبئر من قبل الحفّار

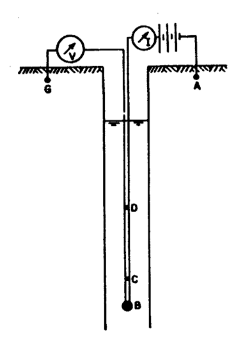
(٧-٨) سجلات الأداء الجيوفيزيائية ـ Ceophysical Logging

لقد تطورت سجلات الأداء الجيوفيزيائية منذ عام ١٩٢٠ في الصناعات البترولية، وزاد تطبيقها في آبار المياه الجوفية، وتتم هذه العملية بإنزال جهاز تحسس للبئر بقصد عمل تسجيلات معينة يمكن ترجمتها بمصطلحات لخواص التكاوين الجيولوجية وما تحويه من السوائل.

(١-٧-٨) سجل أداء المقاومية ـ Resistivity Logging

من أجل الحصول على سجل أداء المقاوميات الظاهرية للتكاوين الجيولوجية يمكن امرار تيار متردد بين قطبين ثم قياس فرق الجهد بين هذين القطبين أو بين قطبين آخرين بواسطة جهاز قياس الجهد Potentio meter في حين يقاس التيار الكلي بواسطة الأميتر Ammeter ويوجد عدة طرق يمكن بواسطتها قياس المقاومات الظاهرية للتكاوين تحت السطحية وجميعها، يعتمد على ترتيب الأقطاب. وأبسطها تلك المسماه بقطب النقطة المفردة ـ Single Point electrode ، حيث يتم وضع قطب واحد للتيار حسب هذه الطريقة على سطح الأرض بالقرب من البئر، وينزل القطب الآخر إلى داخل البئر (شكل ٧-٨). (تتحقق هذه الطريقة عندما يكون البئر مغلقاً ومملوءاً بطين الحفر). ثم يتم قياس فرق الجهد بين أقطاب التيار في البئر والأقطاب الموضوعة على الأرض قرب البئر. والمقاومية المقاسة بهذا الترتيب غالبا ما يتم تطبيقها في المناطق الكروية الصغيرة في البئر، وتتأثر هذه الطريقة بمقاومية طين الحفر ومقاومة التكاوين المحلية في البئر. وبما أن مقاومية طين الحفر يمكن اعتبارها منتظمة فإن التغير في المقاومية يعزى إلى التغير في مقاومية التكاوين الجيولوجية التي يخترقها البئر.

وتعتبر طريقة الأقطاب المتعددة من أكثر الطرق شيوعاً لما لها من ميزات في تقليل تأثيرات سوائل الحفر وقطر البئر، وتعطي إمكانية لعمل مقارنة مباشرة لعدة منحنيات مسجلة. ويتم استخدام أربعة أقطاب في هذه الطريقة، منها قطبان لانبعاث التيار وقطبان لقياس الجهد. وتسمى المنحنيات التي يتم تسجيلها بالمنحنيات العادية ـ Normal أو بالمنحنيات الجانبية، وهذا يعتمد على طريقة تنظيم الأقطاب (شكل ٨-٨).



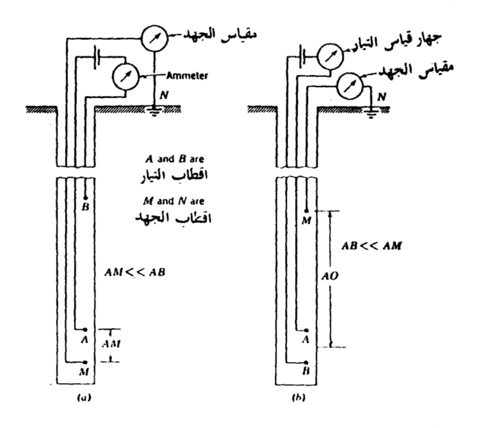
(شكل ٧-٨) ترتيب الأقطار في سجل أداء المقاومية للآبار

(من Bouwer 1978)

يظهر في الشكل (٨-٨)a ترتيبا عادياً للأقطاب وتدعى المسافة AM بالفراغ الفعـال Effective Space بينما يظهر في الشكـــل (٨-٨)b ترتيبا جانبيا للأقطاب وتدعى المسافـــة AO بالفراغ الفعال، ويتم قياسها ما بين النقطـــة M ومنتصف المسافة بين B , A .

يحتاج تفسير المنحنيات التي يمكن الحصول عليها إلى اختصاصيين مهرة، وهي عملية صعبة ويفضل تفسيرها من ذوي الخبرة والاختصاص. وتدل منحنيات المقاومية على طبيعة الصخور التي يتم اختراقها بواسطة الحفر، وتمكننا من التمييز بين المياه المالحة والمياه العذبة في المواد المحيطة. ويمكن بواسطة هذه المنحنيات تحديد مواقـع مواسير التغليف في الآبار القديمة، ويمكن استخدام سجل أداء المقاومية في تحديد المقاومات النوعية للطبقات، حيث ان مقاومية التكاوين المائية غير المتماسكة تعتمد على المسامية وتراص الحبيبات ومقاومية الماء ودرجة التشبع والحرارة ونسبة الأملاح.

ان قيم المقـاومـة النوعية للطين الصفحي والطفل ورمل المياه المالحة تكون منخفضة في حين تعطي رمال المياه العذبة قيما متوسطة عالية. بينما يعطي الحجر الرملي المتماسك والحجر الكلسي غير المسامي قيما عالية. وعموما فإن وجود الأجسام الفلزية المكونة لمواسير التغليف يعطي مقاوميات منخفضة. وتجدر الاشارة إلى أن مقارنة سجلات أداء المقاومية مع سجلات أداء الجهد يعطي تفسيرا أفضل وأنجح في التحري عن الطبقات المائية.



(شكل ٨-٨) ترتيب الأقطاب للتسجيل (a) الاعتيادي (b) أداء المقاومة الجانبية للبئر

(شكل (٨-٨) (من Todd 1959)

(٢-٧-٨) سجل أداء الجهد Potential Logging

يمكن الحصول على سجلات أداء الجهد التلقائي Spontaneons potential loffing الذي يرمز له بالرمز S.P من قياس فرق الجهد الطبيعي الذي يحدث بين القطب

الموضوع على الأرض بالقرب من البئر وبين قطب آخر يتم انزاله إلى داخل البئر (N,M في الشكل ٨-٨) ويجب أن يكون البئر غير مغلف ومملوء بسائل الحفر. وتؤخذ القياسات بواسطة مقياس الجهد (Potentiometer) الموصول بين القطبين المتشابهين بالملي فولت.

ومع أن طبيعة الظواهر التي تسبب فروق الجهد التي نلاحظها غير معروفة ومع أن طبيعة الظواهر التي تسبب فروق الجهد التي نلاحظها غير معروفة وغير محددة، إلا أنه يعتقد أن الترشيح الكهربائي الناتج من تدفق طين الحفر داخل التكوينات المسامية، والجهود الكهروكيماوية الناشئة من اختلافات تركيز السائل، مثل الاختلاف بين تركيز طين الحفر والمياه الجوفية، وكذلك الطاقة الناتجة من التفاعلات الكيماوية الموجودة عند حدود التكاوين وعمليات التأكسد وغيرها، تعتبر من الأسباب الممكنة لفروق الجهد. وتتراوح فروق الجهد من صفر إلى عدة مئات من الملي فولت، وفي حالة حدوث تدفق من التكوين إلى داخل البئر تكون قيم الجهد موجبة، أما في حالة التدفق العكسي فإن قيم الجهد تكون سالبة. هذا وتتم قراءة سجلات أداء الجهد بلغة الانحرافات السالبة والموجبة اعتباراً من خط القاعدة الاعتباطي الذي يمكن أن يكون تكويننا نفاذا أو غير نفاذ، وله سمك معين. لهذا فإن سجلات أداء الجهد تدل على الأنطقة (Zones) النفاذة ولكن مصطلحاتها ليست مطلقة.

ان منحنيات الجهد تفتقر إلى الوضوح وخاصة في المناطق المأهولة بالسكان وفي المناطق الصناعية التي تحدث فيها تيارات أرضية زائفة مثل تلك الناتجة عن السكك الحديدية الكهربائية التي تتداخل مع سجل أداء الجهد، ويمكن التعبير عن الجهود الكهروكيماوية الناتجة عن الجهود التلقائية بالمعادلة التالية:ـ

$$S_P = M \frac{\rho_f}{\rho_w} \qquad (٨.١٠)$$

حيث أن ρ_f هي مقاومية سائل الحفر (أوم ـ متر) و ρ_w هي مقاومية المياه الجوفية (أوم-متر) و M هو عامل يعتمد على التركيب الكيماوي لكلا السائلين وعلى طبيعة وخواص التكوينات المجاورة للتكوين المائي. وتجدر الإشارة إلى أن تفسير

سجل أداء الجهد يحتاج إلى إختصاصيين مهرة للحصول على نتائج صحيحة ويجب مقارنته بسجل أداء المقاومية.

(٣-٧-٨) سجل أداء درجة الحرارة Temperature Logging

ان درجة الحرارة تزداد مع العمق بمعدل ١م لكل ١٠٠ قدم تقريبا حسب الميل الحراري الأرضي - Geothermal- gradient وانحرافات ذلك قد تفيدنا في الحصول على معلومات عن الجريان داخل الآبار في الظروف الجيولوجية. وتمكننا التسجيلات التي يمكن الحصول عليها من ثيرموميتر المقاومة Recording resistance thermometer من تمييز الخطوط المعترضة العمودية لدرجة حرارة المياه الجوفية في الآبار. وقد بين العالم Bays أن الحرارة والبرودة غير العادية قد تشير إلى وجود الغازات في الآبار العميقة التي يحتمل أنها تلوثت لقربها من السطح. والمياه الدافئة بصورة غير عادية هي على الأرجح ذات أصل عميق، وبصورة عامة نستطيع القول بأن تباين درجات حرارة المياه الجوفية يرجع إلى اختلاف مصدرها ويعتمد على نوعية التكوينات المائية المختلفة وأعماقها وخواصها. ولمزيد من المعلومات يمكن الرجوع إلى كتب الجيوفيزياء.

(٤-٧-٨) سجل أداء الكليبر (المسماك) - Caliper Logging

الكليبر أو المسماك هو جهاز يستعمل لقياس السماكة. وقد تم تطوير هذا الجهاز بواسطة دائرة المسح الجيولوجي في الولايات المتحدة الأمريكية في مقاطعة illinois لقياس أقطار الآبار، وسمي بعدئذ بكليبر الثقب - Hole Caliper ويتكون من أربعة أذرع متصلة مع بعضها بواسطة نوابض ويتصل بها مقاوم كهربائي ويتم انزال الجهاز بأذرعه المتقاربة إلى قعر البئر، وبتفجير شحنة صغيرة يمكن فك وتحرير هذه الأذرع. وبعد ذلك يتم تسجيل قطر الحفرة كخط بياني مستمر (خطي) عن طريق تسجيل تغيرات المقاومة وذلك عند صعود الكليبر من البئر. ولمزيد من المعلومات يمكن الرجوع إلى كتب الجيوفيزياء.

(٥-٧-٨) سجل أداء أشعة جاما - Gamma-ray logging

يمكن الحصول على سجل أداء أشعة جاما في الطبقات التي تحتوي على مواد

مشعة بإنزال مكتشف ـ detector أشعة جاما داخل البئر وتسجيل مقدار الانبعاث الطبيعي لهذه الأشعة في الثانية وبما أن أشعة جاما تمر من خلال المعادن، فإن هذه الطريقة يمكن استعمالها في الآبار المغلفة.

يحتوي الطين على عناصر جاما أكثر مما يحتويه الحجر الجيري والرمل وكثافة الاشعة المنبعثة من الجرانيت تكون معتدلة في حين تحتوي المواد البركانية أو الصهارية على نسبة لا بأس بها من المواد المشعة، ويمكن استعمال سجل أداء أشعة جاما للتمييز بين المواد الطينية والمواد غير الطينية (شكل ٥-٨) وهو يعزز سجل الأداء الكهربائي.

(٦-٧-٨) سجل أداء النيترون Neutron Logging

يمكن الحصول على سجل أداء النيترون بإنزال مسبر أو مجس (Probe) يحتوي على مصدر يطلق النيترونات إلى داخل البئر بشكل سريع، ما تلبث هذه النيترونات السريعة أن تتبعثر داخل التكاوين الصخرية المحيطة وتقل سرعتها ويتم تسجيل النيترونات البطيئة بواسطة الأكسجين وتقاس بواسطة الكاشف ـ detector في نفس المسبر (Probe) وتعتمد كثافتها على المحتوي المائي لمواد التكوين حول المسبر (شكل ٥-٨). ويمكن تطبيق هذه الطريقة في الآبار المغلفة وغير المغلقة. وتعتمد بعض طرق النيترون على قياس أشعة جاما التي تنبعث من الهيدروجين الموجود في التكوين ويتم اصطياده بالنيترونات السريعة. وتعطي سجلات أداء النيتروجين في التكاوين الصخرية المشبعة معلومات جيدة عن المحتوى المائي، وعن مسامية المواد حول البئر، ويمكن تحديد موقع المستوى المائي من إختلاف قياسات هذا المستوى.

(٧-٧-٨) سجلات أداء جاما-جاما ـ Gamma - Gamma Logging

يمكن الحصول على سجلات أداء جاما ـ جاما بإنزال مسبر يحتوي على مصدر اشعاع جاما إلى البئر. وتقاس كثافة إشعاع جاما الذي يتبعثر في الخلف بواسطة كاشف موجود في نفس المسبر. ومن معرفة كثافة أشعة جاما في المواد المحيطة (شكل ٥ ـ ٨) يمكن معرفة مسامية هذه المواد وكثافتها الكلية ـ Buld density وتستعمل

سجلات أداء جاما ـ جاما لتقييم حركة طين الحفر في الطبقة المائية حول البئر. ويعتبر ذلك ضرورياً لتحسين غطاء البئر وتطويره.

ويشير سجل أداء جاما ـ جاما إلى الزيادة في المحتوى المائي والمسامية حول البئر. مع العلم أن هناك أنواع أخرى من سجلات الأداء، ومن أجل الحصول على معلومات صحيحة يفضل استعمال عدة طرق ووضعها جنبا إلى جنب لتقييمها بصورة أفضل، علما بأن جميع هذه السجلات تحتاج إلى إختصاصيين مهرة لتفسيرها بشكل صحيح.

(٨-٨) البحث عن المياه الجوفية بعصا الاستنباء ـ Dowsing

تهدف هذه الطريقة إلى تعيين موضع المياه الجوفية بواسطة عصا تسمى عصا الاستنباء أو العصا الباحثة عن الماء وهي عصا على شكل شوكة ذات نهايتين، تحمل إحدى نهايتيها باليد بينما يبقى الطرف السائب طليقاً. ويمشي بها الباحثون عن الماء فوق المنطقة حتى تنجذب النهاية السائبة إلى الأسفل ظاهرياً بواسطة المياه الجوفية، وهذه الطريقة ليس لها أي أساس علمي قوي، مع العلم بأن البعض يعزوها إلى ظاهرة التأودة وهي خاصية انجذاب بعض أنواع النباتات إلى الماء وقد وجد المتنبئون أن هذه الطريقة تدر عليهم أرباحا طائلة في البحث عن المياه الجوفية، وفي البحث عن الرواسب المعدنية والكنوز والجرائم وحدود الأملاك الخاصة والحيوانات المفقودة. وقد شغلت هذه الطريقة بال العلماء والباحثين، إلا أنهم أجمعوا على أنه إذا كان ذلك معقولا وأن هؤلاء المتنبئين لهم قدرات خارقة وفوق طبيعية في تحسس وجود الماء فلا بد من مناقشة هذه المسألة من قبل علماء النفس وليس من قبل الجيوفيزيائيين.

وقد كتب كثير من العلماء في هذا الموضوع ونتيجة الدراسات المستفيضة حول البحث بعصا الاستنباء عن الماء والنفط والمعادن الأخرى، أجمع الكثيرون على أن هذه الطريقة هي اساءة استعمال للصالح العام، والذين يستعملون لهذه الطريقة ليسوا مخادعين عن قصد، فبعضهم له مقاصد خيرة وخصائص طيبة وعلى أية حال فإن كل شيء مبطن يتيح الفرصة للدجالين أن يسلبوا، وعن سبق إصرار، أموال

الناس. لذا اتجهت كثير من الدوائر المختصة في كثير من دول العالم إلى نصح الناس بعدم إنفاق أموالهم لخدمة أي من الباحثين عن الماء بعصا الاستنباء أو استعمال أي جهاز آخر مخصص لتحديد مواضع المياه الجوفية والمعادن والكنوز.

الفصل التاسع

التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية

يمكن تعريف التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية بأنها الزيادة العملية لمخزون الطبقات المائية أو بزيادة الترشيح الطبيعي للمياه السطحية ومياه الأمطار في التكاوين المائية وتغيير الظروف الطبيعية صناعيا. ويتم ذلك بدفع المياه السطحية على الرشح داخل التربة عن طريق نشر المياه في أحواض خاصة أو بواسطة آبار الحقن التي أصبحت هامة جدا في ادارة المياه الجوفية ومصدرا من مصادر المياه السطحية والجوفية. وتعمل التغذية الاصطناعية على إيقاف الهبوط ورفع مستوى المياه الجوفية، ويعتبر ذلك مهما في المناطق التي ينخفض فيها مستوى المياه الجوفية نتيجة الجفاف أو نتيجة الإفراط في استغلال المياه الجوفية وما قد ينجم عن ذلك من انزلاقات أرضية ونضوب في مخزون المياه الجوفية نتيجة زيادة ضخ المياه من الأحواض المائية. كذلك فإن التغذية الاصطناعية تمكننا من خزن المياه السطحية واعادة استعمالها في المستقبل وهذا يشكل أهمية خاصة في المناطق التي تكون فيها خزانات المياه السطحية باهظة التكاليف، وتعتبر التغذية الاصطناعية طريقة هامة لحفظ وحماية المياه العذبة في الطبقات المائية الساحلية من اقتحام المياه المالحة، وذلك ببناء حاجز ضغط مواز للشاطيء يعمل كمتراس لمنع المياه العذبة من التحرك نحو المياه المالحة وتستعمل طريقة أحواض الترسيب في التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية لمعالجة المياه العادمة ومياه البواليع، حيث تعمل الطبقات المائية كمصافي طبيعية لتنقية المياه كيماويا وبيولوجيا. ويمكن تلخيص فوائد وأهداف التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية كما يلي:-

١ . تنظيم وتجفيف مياه الفيضانات والأمطار.

٢ . زيادة مخزون المياه الجوفية.

٣ . رفع مستوى المياه الجوفية وإيقاف الهبوط.

٤ . تنظيم وتقليل أو منع اقتحام المياه المالحة.
٥ . تقليل تكلفة ضخ المياه.
٦ . جمع المياه العذبة في فصل الشتاء وإعادة استعمالها في فصل الصيف.
٧ . تبريد المياه الساخنة بضخها إلى باطن الأرض.
٨ . تصفية المياه التي تحتوي على مواد عالقة أثناء دخولها إلى الطبقات المائية.
٩ . منع الترسيب.
١٠ . إيجاد مكان لتصريف مياه المصانع والمياه العادمة.
١١ . ابعاد المياه المتجمعة في المناجم بسهولة.
١٢ . تساعد في استخراج النفط من حقوله.
١٣ . السيطرة على الانـزلاقـات الأرضية الناتجة عن الافراط في ضخ المياه من الأحواض المائية.

وتجدر الاشارة إلى أنه وجد في السنوات الأخيرة أن المياه التي تحتوي على الفضلات الصناعية الضارة وعلى مواد التنظيف تصل إلى المياه الجوفية قبل تصفيتها، وهذا يعمل على تلويث المياه الجوفية ويشكل خطورة في كثير من الأحيان. وقد أصبحت مشكلة التلوث البيئي ومشكلة تلوث المياه الجوفية في أيامنا هذه من أكبر المشاكل التي تهدد مصادر المياه في جميع أنحاء العالم واتجهت معظم الدول إلى استعمال المياه النقية في التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية. وهناك تأثيران هيدروليكيان تولدهما التغذية الاصطناعية عبر منطقة التغذية، أولهما التأثير البيزومتري الارتوازي في الطبقات المائية المحصورة، ويعتمـد هذا التـأثـير على نوع ومكـان التغـذية وعـلى الحدود الجيولوجية والهيدروليكية للطبقات المائية وشكل المستوى البيزومتري وعلى المعامل T/f (T معامل الناقلية، f معامل التغذية ويكافيء معامل التخزين) وعلى عوامل أخرى مثل قوى الخاصية الشعرية ودرجة حرارة المياه ووجود فقاعات الهواء في الطبقات المائية. وثانيهما هو التأثير الحجمي ويعتمد على العطاء النوعي ومعامل التخزين والناقلية وعلى المعامل الحدي ـ (Boundary Coefficient) وقد أظهرت نماذج الدراسات الحقلية والمخبرية أن حجم التغذية يعتمد على تأثير طريقة نشر المياه في سرعة التغذية وعلى سرعة جريان المياه الجوفية.

ان اختيار نوع ومكان التغذية يعتمد على معرفة المظاهر الجيولوجية والهيدروجيولوجية لمنطقة التغذية مثل الحدود الجيولوجية والهيدروليكية والتكتونية وكمية المياه الداخلة والخارجة وسعة التخزين والمسامية والموصلية الهيدروليكية والناقلية والتصريف الطبيعي للينابيع ومصادر التغذية المتاحة وكذلك الموازنة المائية وعمق الطبقات المائية وخواصها. وتعتبر الطبقات المائية التي لها القدرة على امتصاص كميات كبيرة من المياه من أفضل الطبقات المائية الملائمة للتغذية الاصطناعية. وقبل اختيار طريقة التغذية يجب مراعاة العوامل التالية :ـ

١ . جيومورفولوجية المنطقة.
٢ . الغطاء النباتي.
٣ . نسيج التربة ونوعيتها.
٤ . المناخ.
٥ . كمية مياه التغذية ونوعيتها.
٦ . خواص الطبقات المائية والطبقات المجاورة.
٧ . حساب التكاليف والأرباح.

(١-٩) أحواض التغذية ـ Recharge Basins

ان نشر المياه وإفاضتها فوق سطح الأرض يهدف إلى زيادة كمية المياه المترشحة إلى باطن الأرض لتصل إلى مستوى سطح الطبقة المائية الحرة، وتعتبر خواص منطقة التغذية ومدة مكوث الماء ملامسا للتربة من أهم العوامل التي تحكم سرعة دخول الماء إلى التربة من وجهة النظر الكمية. وهناك طرق متعددة لنشر المياه وإفاضتها على سطح الأرض مثل برك أحواض الترشيح وقنوات الري والقنوات الطبيعية وغيرها. وتعتبر أحواض الترشيح (شكل ١-٩) من الطرق الهامة المستعملة في تغذية الطبقات المائية غير المحصورة والطبقات المائية نصف المحصورة. وتؤخذ الأمور التالية بعين الاعتبار عند اختيار موقع الأحواض :ـ

١ . أن تكون التربة السطحية منفذة بشكل يكفي لسرعة رشح مقبولة وتفضل التربة الرملية.

٢ . عدم احتواء نطاق التهوية على طبقات منخفضة الموصلية الهيدروليكية حيث يمكن أن تكـون متراساً (Mound) من المياه الجوفية المعلقة التي قد ترتفع إلى الأحواض وتقلل سرعة رشح المياه.

٣ . أن يكـون المستوى المائي الأصلي على عمق كاف للإبقاء على متراس المياه الجوفية أسفل الحوض بحيث لا يكون عمق المياه الجوفية كبيراً حتى لا تحتاج إلى كمية ضخمة من المياه لتبليل نطاق التهوية قبل وصولها إلى المستوى المائي.

٤ . أن تكـون الـطبقـة المائية غير المحصورة ذات ناقلية كافية لتسمح للحركة الجانبية لمياه التغذية أن تحول دون بناء متراس علوي للمياه الجوفية قد يرتفع إلى الأحواض.



مشروع تغذية اصطناعية للمياه الجوفية في كاليفورنيا

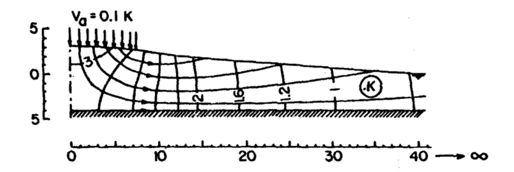
(شكل ١-٩) (من Bouwer 1978)

ان الاختيار المنـاسب لموقع أحواض التغذية يتطلب حفرا اختبارياً ودراسة لمنطقـة التغـذية ومسحهـا جيوفيزيائيا ويحتـاج إلى مسح التربة وقياس الموصلية الهيدروليكية للطبقات المائية ولمواد نطاق التهوية ويتطلب عمل مشاريع اختبارية

لمعرفة سرعة الرسح الجهدي وبناء متاريس من المياه الجوفية، ويفضل أن تكون أحواض الترشيح طويلة وعريضة حيث تكون متاريس المياه الجوفية في مثل هذه الأحواض منخفضة أكثر من الأحواض الدائرية أو المربعة.

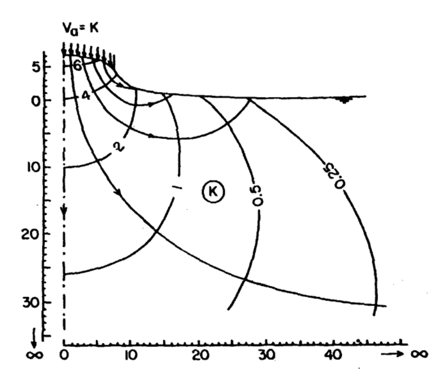
ان تغذية المياه الجوفية بواسطة طرق الانتشار يعني مرور المياه من سطح التربة إلى الطبقات المائية عبر النطاق غير المشبع. ومصطلح الرشح يعبر عن الحركة الرأسية للمياه عبر هذا النطاق ويمكن تعريف هذا المصطلح. بأنه حجم الماء الراشح إلى أسفل خلال وحدة من الزمن في وحدة المساحة، وتعتبر أبعاد سرعة الرشح (m/day) مجرد تطابق مع السرعة الفيزيائية لجريان المياه الجوفية. وتعتمد الحركة الرأسية للمياه على عوامل متعددة مثل الموصلية الهيدروليكية العمودية للتربة واحتواء التربة في النطاق غير المشبع على الغازات وتعتمد كذلك على الطبقات الواقعة في الأسفل وذات الموصلية الهيدروليكية المنخفضة وعلى التغير في تركيب التربة أثناء عملية الرشح وكذلك على التغير الناتج عن التأثيرات الفيزيائية والكيماوية والبيولوجية.

وتجدر الاشارة إلى أن سرعة الرشح تقل في بداية نشر المياه على الأرض ثم ما تلبث أن تزداد بعد الساعات أو الأيام الأولى من العملية ويمكن ملاحظة انخفاض سرعة الرشح وزيادتها مرة أخرى في كثير من الأحيان. وعادة ما تكرر الدورة نفسها بعد جفاف الأرض ولكن بمستوى منخفض. وعموما فإن خاصية الانتفاخ في التربة الطينية هي المسؤولة عن الانخفاض المؤقت لسرعة الرشح كذلك فإن وجود الغازات في فراغات التربة هو المسؤول عن الزيادة المؤقتة في سرعة الرشح وتعتبر الخواص الفيزوكيماوية للتربة ونمو البكتيريا وتجمع مخلفاتها على أعماق ضحلة أسفل الأرض من أسباب التغيرات اللاحقة لسرعة الرشح، وللخاصية الأخيرة أهمية خاصة عند المهندسين، وتحتاج إلى كثير من الانتباه وفي حالة عدم وجود طبقات شبه منفذة ما بين مستوى الأرض والمستوى المائي فإن الطبقة الواقعة تحت أحواض الترشيح ستصبح مشبعة بالماء. ويبين الشكل (٢-٩) نظام لجريان تغذية المياه الجوفية في الطبقات المائية الضحلة وغير المحصورة بينما يبين الشكل (٣-٩) نظام جريان تغذية المياه الجوفية في الطبقات العميقة وغير المحصورة.



نظام الجـريـان في تغذية المياه الجوفية لطبقة مائية محصورة وضحلة. تم انشاؤه بطريقة R. analog

(من Bouwer 1978)



نظام الجريان في تغذية المياه الجوفية لطبقة مائية غير محصورة وعميقة، تم انشاؤه بطريقة R. Analog

(شكل ٣-٩) (من Bouwer 1978)

لقد أصبحت التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية بواسطة أحواض الترشيح

مألوفة عمليا، وقام العالم (Hantush - 1967) بتطوير حل وصف فيه ارتفاع أو انخفاض المستوى المائي نتيجة نشر المياه على سطح الأرض وإفاضتها في هذه الأحواض مفترضا أن الطبقات المائية متجانسة ومتشابهة وممتدة إلى ما لا نهاية، وان الخواص الهيدروليكية للطبقات المائية ثابتة والمستوى المائي يبقى تحت أسفل منطقة التغذية. وقد وضع المعادلة التالية لتقدير الارتفاع في المستوى المائي الناتج عن سرعة التغذية الرأسية المنتظمة باتجاه الأسفل في الأحواض المستطيلة.

$$h_{x,y,t}-h_o=\frac{V_a t}{4f}\ F[(w/2+x)_n,\ (L/2+y)_n]$$

$$+F[(w/2+x)_n,\ (L/2-y)_n]$$

$$+F[(w/2-x)_n,\ (L/2+y)_n]$$

$$+F[(w/2-x)_n,\ (L/2-y)_n]$$

حيث أن :-

$h_{x,y,t}$: ارتفاع المستوى المائي فوق الطبقة غير المنفذة في y,x وفي الزمن t (شكل ٤-٩).

h_o : الارتفاع الأصلي للمستوى المائي فوق الطبقة غير المنفذة.

V_a : سرعة وصول الماء إلى المستوى المائي من حوض الترشيح.

t : الزمن منذ بداية التغذية.

f : معامل التغذية ويكافيء معامل التخزين $(1>f>0)$

L : طول حوض التغذية (في الاتجاه y).

w : عرض حوض التغذية (في الاتجاه x).

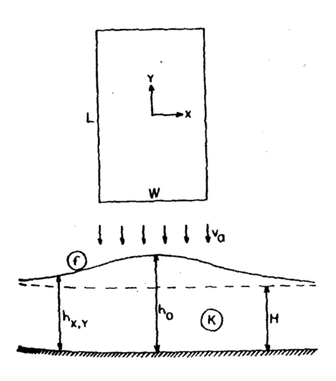
و

$$n=(4t\frac{T}{f})^{-1/2}$$

وتعرف $F(\alpha,\beta)$ حسب المعادلة التالية :-

$$F(\alpha.\beta)=\int_0^1 erf(\alpha\tau^{1/2}).erf(\beta\tau^{1/2})d\tau$$

علماً بأن قيم $F(\alpha,\beta)$ يمكن ايجادها من الجدول (١-٩) الذي أعده Hantush .



شكل (٤-٩) الشكل الهندسي والرموز لمنطقة رشح مستطيلة (في الأعلى) وأسفلها متراس من المياه الجوفية في طبقة مائية محصورة

(من Bouwer 1978)

ان المشكلة الأساسية في تغذية المياه الجوفية بواسطة أحواض الترشيح تكمن في انخفاض سرعة الرشح الذي يسببه غلق المواد العالقة لمسامات التربة أسفل الأحـواض، وهذا يزيد من نسبة تبخر المياه من السطح ويزيد مساحة الأرض اللازمة للتغذية. ففراغات التربة القريبة من السطح يمكن أن تمتلىء بالرواسب وبالمواد الناعمة وتُكوِّن بالتالي طبقة طينية على السطح، ويمكن كذلك أن تتغلغل الجزيئات العالقة إلى أعماق معينة في التربة. وتتجمع هناك وبذلك تعمل على غلق فراغـات الـتربة وتقللّ سرعة الرشح. لذلك يلزم تخفيض نسبة الرواسب بقدر الإمكان قبل نشر المياه، ويمكن تحقيق ذلك بطرق متعددة مثل عملية الترسيب. والعـوم والتخثير وغيرها ويفضل ترشيح المياه بشكل بطيء وتعويمها فوق أرض عشبية. وقد لوحظت ظاهرة الاغـلاق في المياه التي يقل فيها تركيز الرواسب عن ٥٠ ملجم/لتر، وكذلك في المياه التي تحتوي على أكثر من ١٠ ملجم/لتر من المواد

العضـوية العـالقة. ويمكن تلخيص طرق تخفيض ومعالجة تأثير سد المسامات بواسطة المواد العالقة كما يلي:-

١ . التحريك الدوري لكعكة الطين وقشطها من السطح.
٢ . تلبيس السطح بمصفاة ذات نفاذية أقل من الطبقة الطبيعية وتنظيف المصفاة دورياً.
٣ . اضافة المواد العضوية والكيماوية للطبقة العليا.
٤ . حراثة واقتلاع بعض أنواع النباتات العشبية.

وتجدر الإشارة إلى أن عملية قشط سطح الطبقة يكون فعالا في الأحواض ذات الحبيبات الخشنة، أما في حالة التربة المكونة من الرمل فيفضل اعادة رصها بماكنة ثقيلة. ويعتمد اغلاق المسامات الناتج عن النشاط البيولوجي والبكتيري على المكونات المعدنية والعضوية للمياه وعلى الحجم الحبيبي والنفاذية، ولمعالجة هذه المشكلة يمكن تجفيف الأرض الـواقعـة أسفـل الحوض لفترة زمنية معقولة ويفضل اجراء هذه العملية في فصل الصيف.

(٢-٩) آبار الحقن (Injection Wells)

تعتبر آبار الحقن من أهم الطرق المستعملة في التغذية الاصطناعية للطبقات المائية المحصورة وغير المحصورة وهي من الطرق الفريدة والمعقولة لتغذية المواقع التي يوجـد فيها طبقة سميكة غير منفذة تفصل الطبقة المائية المراد تغذيتها عن سطح الأرض. لذلـك فهي تستعمـل لتغـذية الـطبقات المائية التي يكون فيها استعمال أحواض الترشيح غير عملي. والمياه المستعملة في هذه الطريقة يجب أن تكون ذات نوعية جيدة ويجب أن تكون مواصفاتها مطابقة لمواصفات مياه الشرب ومن أهم تطبيقات آبار الحقن هو خلق حدود بين المياه العذبة والمالحة في الطبقات المائية الساحلية وقد أشرنا إلى ذلك عند شرح اقتحام مياه البحر. وتستعمل آبار الحقن بهدف تخزين المياه تحت الأرض واعـادة استعـمالهـا عنـد الحـاجة. ومن التطبيقات المثيرة لآبار الحقن هو استعمالها لتخزين المياه العذبة في الطبقات المائية المـالحة، وتعتمد كمية المياه العذبة التي يمكن اعادة استعمالها بعد تخزينها بهذه

α \ β	0.02	0.04	0.06	0.08	0.10	0.14	0.18	0.22	0.26	0.30	0.34	0.38	0.42	0.46	0.50	0.54	0.58	0.62
0.02	0.0041	0.0073	0.0101	0.0125	0.0146	0.0184	0.0216	0.0243	0.0267	0.0288	0.0306	0.0322	0.0337	0.0349	0.0361	0.0371	0.0380	0.0387
0.04	0.0073	0.0135	0.0188	0.0236	0.0278	0.0353	0.0416	0.0470	0.0518	0.0559	0.0596	0.0628	0.0657	0.0683	0.0705	0.0725	0.0743	0.0759
0.06	0.0101	0.0188	0.0266	0.0335	0.0398	0.0509	0.0602	0.0684	0.0754	0.0817	0.0871	0.0920	0.0963	0.1001	0.1035	0.1065	0.1091	0.1115
0.08	0.0125	0.0236	0.0335	0.0425	0.0508	0.0652	0.0776	0.0884	0.0978	0.1060	0.1133	0.1197	0.1254	0.1305	0.1350	0.1389	0.1425	0.1456
0.10	0.0146	0.0278	0.0398	0.0508	0.0608	0.0786	0.0939	0.1072	0.1188	0.1290	0.1381	0.1461	0.1532	0.1595	0.1650	0.1700	0.1744	0.1783
0.14	0.0184	0.0353	0.0509	0.0652	0.0786	0.1025	0.1232	0.1414	0.1573	0.1714	0.1839	0.1949	0.2048	0.2135	0.2212	0.2281	0.2343	0.2397
0.18	0.0216	0.0416	0.0602	0.0776	0.0939	0.1232	0.1490	0.1716	0.1916	0.2094	0.2251	0.2391	0.2515	0.2626	0.2724	0.2812	0.2890	0.2959
0.22	0.0243	0.0470	0.0684	0.0884	0.1072	0.1414	0.1716	0.1984	0.2222	0.2433	0.2621	0.2789	0.2938	0.3071	0.3189	0.3295	0.3389	0.3472
0.26	0.0267	0.0518	0.0754	0.0978	0.1188	0.1573	0.1916	0.2222	0.2494	0.2737	0.2954	0.3147	0.3320	0.3474	0.3612	0.3735	0.3844	0.3941
0.30	0.0288	0.0559	0.0817	0.1060	0.1290	0.1714	0.2094	0.2433	0.2737	0.3009	0.3252	0.3470	0.3665	0.3839	0.3995	0.4134	0.4257	0.4368
0.34	0.0306	0.0596	0.0871	0.1133	0.1381	0.1839	0.2251	0.2621	0.2954	0.3252	0.3520	0.3761	0.3976	0.4169	0.4341	0.4495	0.4633	0.4756
0.38	0.0322	0.0628	0.0920	0.1197	0.1461	0.1949	0.2391	0.2789	0.3147	0.3470	0.3761	0.4022	0.4256	0.4466	0.4654	0.4823	0.4973	0.5108
0.42	0.0337	0.0657	0.0963	0.1254	0.1532	0.2048	0.2515	0.2938	0.3320	0.3665	0.3976	0.4256	0.4508	0.4734	0.4937	0.5119	0.5281	0.5427
0.46	0.0349	0.0683	0.1001	0.1305	0.1595	0.2135	0.2626	0.3071	0.3474	0.3839	0.4169	0.4466	0.4734	0.4975	0.5191	0.5385	0.5559	0.5715
0.50	0.0361	0.0705	0.1035	0.1350	0.1650	0.2212	0.2724	0.3189	0.3612	0.3995	0.4341	0.4654	0.4937	0.5191	0.5420	0.5626	0.5810	0.5975
0.54	0.0371	0.0725	0.1065	0.1389	0.1700	0.2281	0.2812	0.3295	0.3735	0.4134	0.4495	0.4823	0.5119	0.5385	0.5626	0.5842	0.6036	0.6200
0.58	0.0380	0.0743	0.1091	0.1425	0.1744	0.2343	0.2890	0.3389	0.3844	0.4257	0.4633	0.4973	0.5281	0.5559	0.5810	0.6036	0.6238	0.6420
0.62	0.0387	0.0759	0.1115	0.1456	0.1783	0.2397	0.2959	0.3472	0.3941	0.4368	0.4756	0.5108	0.5427	0.5715	0.5975	0.6209	0.6420	0.6609
0.66	0.0394	0.0773	0.1136	0.1484	0.1818	0.2445	0.3020	0.3547	0.4027	0.4466	0.4865	0.5227	0.5556	0.5854	0.6122	0.6364	0.6582	0.6778
0.70	0.0401	0.0785	0.1154	0.1509	0.1849	0.2488	0.3075	0.3612	0.4104	0.4553	0.4962	0.5334	0.5672	0.5977	0.6254	0.6503	0.6728	0.6929
0.74	0.0406	0.0796	0.1171	0.1531	0.1876	0.2526	0.3123	0.3671	0.4172	0.4630	0.5048	0.5429	0.5774	0.6087	0.6371	0.6627	0.6851	0.7064
0.78	0.0411	0.0806	0.1185	0.1550	0.1900	0.2559	0.3166	0.3722	0.4232	0.4699	0.5125	0.5513	0.5865	0.6185	0.6475	0.6736	0.6972	0.7184
0.82	0.0415	0.0814	0.1198	0.1567	0.1921	0.2589	0.3203	0.3768	0.4286	0.4760	0.5192	0.5587	0.5946	0.6272	0.6567	0.6834	0.7074	0.7291
0.86	0.0419	0.0822	0.1209	0.1582	0.1940	0.2615	0.3237	0.3808	0.4333	0.4813	0.5252	0.5653	0.6017	0.6348	0.6648	0.6920	0.7165	0.7386
0.90	0.0422	0.0828	0.1219	0.1595	0.1957	0.2638	0.3266	0.3844	0.4374	0.4860	0.5305	0.5711	0.6080	0.6416	0.6721	0.6996	0.7245	0.7469
0.94	0.0425	0.0834	0.1228	0.1607	0.1971	0.2658	0.3292	0.3875	0.4411	0.4902	0.5351	0.5762	0.6136	0.6476	0.6784	0.7063	0.7316	0.7543
0.98	0.0428	0.0839	0.1236	0.1617	0.1984	0.2676	0.3314	0.3902	0.4442	0.4938	0.5392	0.5807	0.6184	0.6528	0.6840	0.7123	0.7378	0.7608
1.00	0.0429	0.0842	0.1239	0.1622	0.1990	0.2684	0.3324	0.3914	0.4457	0.4955	0.5410	0.5827	0.6206	0.6552	0.6865	0.7150	0.7406	0.7638
1.20	0.0437	0.0858	0.1263	0.1654	0.2030	0.2740	0.3396	0.4001	0.4558	0.5070	0.5540	0.5969	0.6362	0.6719	0.7044	0.7339	0.7605	0.7846
1.40	0.0441	0.0866	0.1275	0.1669	0.2049	0.2767	0.3431	0.4043	0.4608	0.5127	0.5603	0.6039	0.6438	0.6801	0.7132	0.7432	0.7704	0.7949
1.80	0.0444	0.0871	0.1283	0.1680	0.2062	0.2785	0.3454	0.4071	0.4641	0.5165	0.5645	0.6086	0.6489	0.6856	0.7190	0.7494	0.7769	0.8018
2.00	0.0444	0.0871	0.1284	0.1681	0.2064	0.2787	0.3457	0.4075	0.4645	0.5169	0.5651	0.6092	0.6495	0.6863	0.7198	0.7502	0.7778	0.8027
2.20	0.0444	0.0872	0.1284	0.1682	0.2065	0.2788	0.3458	0.4076	0.4646	0.5171	0.5653	0.6094	0.6497	0.6865	0.7200	0.7505	0.7781	0.8030
2.50	0.0444	0.0872	0.1284	0.1682	0.2065	0.2788	0.3458	0.4077	0.4647	0.5172	0.5653	0.6095	0.6498	0.6867	0.7202	0.7506	0.7782	0.8032
3.00	0.0444	0.0872	0.1284	0.1682	0.2065	0.2789	0.3458	0.4077	0.4647	0.5172	0.5654	0.6095	0.6499	0.6867	0.7202	0.7506	0.7782	0.8032

قيمة المعامل (α,β) مقابل قيم مختلفة لـ α,β

(جدول ١-٩)

α \ β	0.62	0.66	0.70	0.74	0.78	0.82	0.86	0.90	0.94	0.98	1.00	1.20	1.40	1.80	2.00	2.20	2.50	3.00
0.02	0.0387	0.0394	0.0401	0.0406	0.0411	0.0415	0.0419	0.0422	0.0425	0.0428	0.0429	0.0437	0.0441	0.0444	0.0444	0.0444	0.0444	0.0444
0.04	0.0759	0.0773	0.0785	0.0796	0.0806	0.0814	0.0822	0.0828	0.0834	0.0839	0.0842	0.0858	0.0866	0.0871	0.0871	0.0872	0.0872	0.0872
0.06	0.1115	0.1136	0.1154	0.1171	0.1185	0.1198	0.1209	0.1219	0.1228	0.1236	0.1239	0.1263	0.1275	0.1283	0.1284	0.1284	0.1284	0.1284
0.08	0.1456	0.1484	0.1509	0.1531	0.1550	0.1567	0.1582	0.1595	0.1607	0.1617	0.1622	0.1654	0.1669	0.1680	0.1681	0.1682	0.1682	0.1682
0.10	0.1783	0.1818	0.1849	0.1876	0.1900	0.1921	0.1940	0.1957	0.1971	0.1984	0.1990	0.2030	0.2049	0.2062	0.2064	0.2065	0.2065	0.2065
0.14	0.2397	0.2445	0.2488	0.2526	0.2559	0.2589	0.2615	0.2638	0.2658	0.2676	0.2684	0.2740	0.2767	0.2785	0.2787	0.2788	0.2788	0.2789
0.18	0.2959	0.3020	0.3075	0.3123	0.3166	0.3203	0.3237	0.3266	0.3292	0.3314	0.3324	0.3396	0.3431	0.3454	0.3457	0.3458	0.3458	0.3458
0.22	0.3472	0.3547	0.3612	0.3671	0.3722	0.3768	0.3808	0.3844	0.3875	0.3902	0.3914	0.4001	0.4043	0.4071	0.4075	0.4076	0.4077	0.4077
0.26	0.3941	0.4027	0.4104	0.4172	0.4232	0.4286	0.4333	0.4374	0.4411	0.4442	0.4457	0.4558	0.4608	0.4641	0.4645	0.4646	0.4647	0.4647
0.30	0.4368	0.4466	0.4553	0.4630	0.4699	0.4760	0.4813	0.4860	0.4902	0.4938	0.4955	0.5070	0.5127	0.5165	0.5169	0.5171	0.5172	0.5172
0.34	0.4756	0.4865	0.4962	0.5048	0.5125	0.5192	0.5252	0.5305	0.5351	0.5392	0.5410	0.5540	0.5603	0.5645	0.5651	0.5653	0.5653	0.5654
0.38	0.5108	0.5227	0.5334	0.5429	0.5513	0.5587	0.5653	0.5711	0.5762	0.5807	0.5827	0.5969	0.6039	0.6086	0.6092	0.6094	0.6095	0.6095
0.42	0.5427	0.5556	0.5672	0.5774	0.5865	0.5946	0.6017	0.6080	0.6136	0.6184	0.6206	0.6362	0.6438	0.6489	0.6495	0.6497	0.6498	0.6499
0.46	0.5715	0.5854	0.5977	0.6087	0.6185	0.6272	0.6348	0.6416	0.6476	0.6528	0.6552	0.6719	0.6801	0.6856	0.6863	0.6865	0.6867	0.6867
0.50	0.5975	0.6122	0.6254	0.6371	0.6475	0.6567	0.6648	0.6721	0.6784	0.6840	0.6865	0.7044	0.7132	0.7190	0.7198	0.7200	0.7202	0.7202
0.54	0.6209	0.6364	0.6503	0.6627	0.6736	0.6834	0.6920	0.6996	0.7063	0.7123	0.7150	0.7339	0.7432	0.7494	0.7502	0.7505	0.7506	0.7506
0.58	0.6420	0.6482	0.6728	0.6857	0.6972	0.7074	0.7165	0.7245	0.7316	0.7378	0.7406	0.7605	0.7704	0.7769	0.7778	0.7781	0.7782	0.7782
0.62	0.6609	0.6778	0.6929	0.7064	0.7184	0.7291	0.7386	0.7469	0.7543	0.7608	0.7638	0.7846	0.7949	0.8018	0.8027	0.8030	0.8032	0.8032
0.66	0.6778	0.6953	0.7110	0.7250	0.7375	0.7486	0.7584	0.7671	0.7748	0.7816	0.7846	0.8064	0.8171	0.8243	0.8252	0.8255	0.8257	0.8257
0.70	0.6929	0.7110	0.7272	0.7417	0.7546	0.7660	0.7762	0.7852	0.7932	0.8002	0.8034	0.8259	0.8370	0.8445	0.8454	0.8458	0.8460	0.8460
0.74	0.7064	0.7250	0.7417	0.7566	0.7698	0.7816	0.7921	0.8014	0.8096	0.8168	0.8201	0.8434	0.8549	0.8627	0.8636	0.8640	0.8642	0.8642
0.78	0.7184	0.7375	0.7546	0.7698	0.7834	0.7956	0.8063	0.8159	0.8243	0.8317	0.8351	0.8591	0.8710	0.8789	0.8799	0.8803	0.8805	0.8805
0.82	0.7291	0.7486	0.7660	0.7816	0.7956	0.8080	0.8190	0.8288	0.8374	0.8450	0.8485	0.8731	0.8853	0.8935	0.8945	0.8949	0.8951	0.8951
0.86	0.7386	0.7584	0.7762	0.7921	0.8063	0.8190	0.8302	0.8402	0.8491	0.8569	0.8604	0.8855	0.8980	0.9065	0.9075	0.9079	0.9081	0.9081
0.90	0.7469	0.7671	0.7852	0.8014	0.8159	0.8288	0.8402	0.8504	0.8594	0.8674	0.8710	0.8966	0.9094	0.9180	0.9191	0.9195	0.9197	0.9197
0.94	0.7543	0.7748	0.7932	0.8096	0.8243	0.8374	0.8491	0.8594	0.8686	0.8767	0.8803	0.9064	0.9195	0.9282	0.9294	0.9298	0.9300	0.9300
0.98	0.7608	0.7816	0.8002	0.8168	0.8317	0.8450	0.8569	0.8674	0.8767	0.8849	0.8886	0.9151	0.9284	0.9373	0.9384	0.9389	0.9391	0.9391
1.00	0.7638	0.7846	0.8034	0.8201	0.8351	0.8485	0.8604	0.8710	0.8803	0.8886	0.8924	0.9191	0.9324	0.9414	0.9426	0.9430	0.9432	0.9433
1.20	0.7846	0.8064	0.8259	0.8434	0.8591	0.8731	0.8855	0.8966	0.9064	0.9151	0.9191	0.9472	0.9614	0.9709	0.9722	0.9726	0.9728	0.9729
1.40	0.7949	0.8171	0.8370	0.8549	0.8710	0.8853	0.8980	0.9094	0.9195	0.9284	0.9324	0.9614	0.9759	0.9858	0.9871	0.9875	0.9878	0.9878
1.80	0.8018	0.8243	0.8445	0.8627	0.8789	0.8935	0.9065	0.9180	0.9282	0.9373	0.9414	0.9709	0.9858	0.9959	0.9972	0.9972	0.9979	0.9980
2.00	0.8027	0.8252	0.8454	0.8636	0.8799	0.8945	0.9075	0.9191	0.9294	0.9384	0.9426	0.9722	0.9871	0.9972	0.9985	0.9990	0.9992	0.9934
2.20	0.8030	0.8255	0.8458	0.8640	0.8803	0.8949	0.9079	0.9195	0.9298	0.9389	0.9430	0.9726	0.9875	0.9977	0.9990	0.9995	0.9997	0.9998
2.50	0.8032	0.8257	0.8460	0.8642	0.8805	0.8951	0.9081	0.9197	0.9300	0.9391	0.9432	0.9728	0.9878	0.9979	0.9992	0.9997	1.0000	1.0000
3.00	0.8032	0.8257	0.8460	0.8642	0.8805	0.8951	0.9081	0.9197	0.9300	0.9391	0.9433	0.9729	0.9878	0.9980	0.9933	0.9998	1.0000	1.0000

Source: From Hantush, 1967.

(ملحق جدول ۱-۹)

الطريقة على الحركة الطبيعية للمياه في الطبقات المائية المالحة وعلى حجم المياه العذبة المخزنة ومدة التخزين وفي بعض الحالات تصل نسبة المياه الصالحة للشرب والممكن اعادتها إلى ٨٥٪ من المياه المخزونة، مع العلم بأن حقن المياه العذبة يسبب بعثرة للطين في الطبقات المائية المالحة. ويمكن معالجة ذلك بحقن الطبقة المائية بمحلول Polymeric hydroxyl aluminum قبل حقن المياه العذبة، حيث يقوم الطين بامتصاص أيون الألمنيوم وهذا يساعد على منع بعثرة حبيبات الطين.

ان الطرق المستعملة في حفر وتشييد آبار الضخ التي سبق شرحها في الفصل الرابع هي نفسها المستعملة في انشاء وحفر آبار الحقن. ويفضل استعمال طريقة الحفر بالدق أكثر من طريقة الحفر الدوراني، وذلك لأن مسامات الطبقة المائية يمكن أن تمتليء بالطين ويمكن أن تتكون كعكة سميكة تحول دون دخول المياه إلى الطبقة المائية في الآبار المحفورة بطريقة الحفر الدوراني، وإذا كان لا بد من استعمال طريقة الحفر الدوراني فيفضل الحفر الدوراني العكسي لأن كعكة الطين المتكونة تكون رقيقة وقد لا يلزم استعمال الطين مطلقا في هذه الطريقة ويجب سمنتة البئر حول مواسير التغليف بعناية فائقة لمنع تسرب وخروج مياه التغذية إلى السطح وخاصة عندما تكون هنالك أكثر من طبقة مائية واحدة.

ان هيدروليكية انظمة الحقن هي نفسها المستعملة في آبار التصريف التي سبق شرحها في الفصل الخامس ما عدا أن الهبوط في آبار التصريف هو الارتفاع في آبار الحقن ويمكن تصور مخروط ارتفاع المياه الجوفية في آبار الحقن كمخروط انخفاض مستوى المياه الجوفية الأصلي في آبار التصريف، والمعادلات التي تصف الهبوط في آبار التصريف يمكن تطبيقها لتقدير الارتفاع في آبار الحقن، والفرق الأساسي بين آبار الحقن وآبار التصريف هو أن آبار الحقن أكثر حساسية في سد مسامات الطبقة المائية بسبب تجمع المواد الناعمة في جدار البئر عند دخول الماء إلى الطبقات المائية. وهذا يعتمد على نسبة احتواء المياه على المواد العالقة وعلى يرقات البكتيريا في البئر وتجمع مخلفات التآكل وتكون القشرة بالإضافة إلى التفاعلات الفيزيائية والكيماوية بين الطبقات المائية ومياه التغذية وما يتبعه من ترسيب الأملاح وبعثرة حبيبات الطين.

ان احتواء الماء على نسبة كبيرة من فقاعات الهواء يعمل على تقليل فاعلية التغذية الاصطناعية بواسطة الحقن ويزيد من الضياعات، وارتفاع درجة حرارة المياه يعمل على طرد الهواء خارج المحلول وهذا يسبب في تكوين جيوب هوائية في الطبقة المائية يؤثر على موصليتها الهيدروليكية. وعند خروج الهواء إلى السطح يمكن أن يحدث انفجار مخيف وقد لوحظ ذلك في الطبقات المائية المكونة من الحجر الجيري الصلب الذي يحتوي على فجوات كبيرة. ولتقليل نسبة الهواء في الماء يراعى أن تكون المياه المستعملة في التغذية أدفأ من الطبقات المائية، ويجب ضخ المياه إلى أسفل البئر بواسطة أنبوب وعدم استعمال طريقة السقوط الحر كي لا تتشبع المياه بالهواء غير الذائب أثناء سقوطها. ومن أجل زيادة سرعة دخول المياه إلى الطبقات المائية يمكن حقن المياه بالضغط إلى داخل البئر وهذا يتطلب عناية وسمنتة جيدة للبئر. ويمكن تقليل سد المسامات في آبار الحقن بتحريك وإزالة المواد الصلبة المعلقة من المياه المستعملة في التغذية ومعالجتها بالكلور قبل حقنها إلى البئر. ويفضل أن لا يزيد محتوى المواد الصلبة المعلقة عن ٢٠ ملجم/لتر قبل الحقن. كذلك فإن استعمال طرق تطوير الآبار التي سبق شرحها في الفصل الرابع مثل النفث واندفاع الهواء والضخ المتقطع يمكن أن يكون فعالا للمحافظة على سرعة التغذية ويفضل إيقاف الحقن لمدة ساعة أو عدة ساعات وإجراء عملية ضخ للمياه لمدة ٥ ساعات في الأسبوع أو ضخ كمية معينة من المياه عند حقن كمية معينة في مدة من الزمن. وتجدر الإشارة إلى أن آبار الحقن يمكن استعمالها لتصريف هطول الأمطار الغزيرة وقد تحل محل نظام المجاري للتخلص من جريان الهطول الغزير في بعض المناطق. علما بأن دخول النفايات إلى هذه الآبار يمكن أن يكون بكمية لا بأس بها.

الا أن الطبقات المائية المكونة من الحجر الجيري الكهفي نادرا ما تصبح مسدودة. ولكي نقلل من الانسداد يمكن بناء مرشح خاص في أعلى كل بئر أو ادخال سلة معدنية مثقبة في فوهته ويراعى تنظيفها بعد الدفقات الرئيسية للمياه كلما امتلأت بالأتربة والفتات وبالمواد الناعمة والعالقة. ويمكن انشاء آبار اضافية حسب الطلب لحل مشاكل المياه في المدن التي تواجه مشاكل في تصريف مياه الأمطار الغزيرة.

(٣-٩) طرق أخرى

هنالك طرق أخرى يمكن استعمالها في التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية مثل طريقة الخنادق أو الأخاديد، حيث يتم توزيع المياه حسب هذه الطريقة في قنوات أو أخاديد متسلسلة وعادة ما تكون ضحلة ومنبسطة القاع ومن أجل الحصول على منطقة اتصال عالية يجب أن تكون المسافات بين الخنادق قريبة، ويراعى أن تكون مناطق التغذية الرئيسية ذات ميل أو تدريج يكفي لحمل المواد العالقة خلال النظام، لأن ترسيب المواد الناعمة يعمل على سد فتحات التربة على الرغم من اختلاف تصاميم الخنادق وتستعمل طريقة الخنادق في الأراضي غير المنتظمة. ومن أجل صيانة المياه وحماية الفيضانات تستعمل طريقة القنوات الطبيعية التي تساهم في تغذية المياه الجوفية. وفي المناطق المروية تساهم طريقة الري في تغذية المياه الجوفية وهذه الطريقة لا تتطلب تكاليف اضافية لتهيئة الأرض طالما أن نظام التوزيع يعتبر جاهزاً. وفي المناطق التي تكون فيها الطبقة غير النفاذة التي تعلو الطبقة المائية غير بعيدة عن سطح الأرض يمكن استعمال الحفر والممرات في تغذية الطبقة المائية حيث تصل الممرات والحفر إلى الطبقة السفلى الأكثر نفاذية. وبذلك تستطيع المياه أن تتسرب مباشرة إلى داخل التكوين المائي، وتستعمل هذه الطريقة بشكل محدود وقد تم استغلال حفر الحصى المهجورة لهذا الغرض في بعض البلدان.

الفصل العاشر

نوعية المياه الجوفية

Ground Water Quality

ان المياه الجوفية لا تتواجد بحالة نقية، بل تحتوي على مواد عالقة وأخرى ذائبة بنسب متفاوتة تحدد نوعيتها، وتعتبر جميع العمليات والتفاعلات التي أثرت على المياه منذ لحظة تكاثفها في الجو ولغاية خروجها من باطن الأرض بواسطة الآبار أو عن طريق الينابيع هي المسؤولة عن الصفات الفيزيائية والكيماوية والبيولوجية للمياه الجوفية، وهي مؤشرا لتاريخ ومصدر هذه المياه. وعموما فإن المحتويات الكيماوية والبكتيرية ونسب الرواسب ودرجة الحرارة هي من أهم العوامل التي تحدد مدى صلاحية المياه الجوفية للاستعمالات المختلفة مثل صلاحيتها للشرب أو الزراعة أو الصناعة أو توليد الطاقة... الخ.

ان المياه الجوفية تحتوي على أنواع مختلفة من الأملاح بنسب تركيز مختلفة تعتمد على مصدر المياه الجوفية وحركتها، وغالبا ما تحتوي هذه المياه على نسب غالية من المكونات الذائبة مقارنة مع المياه السطحية، وذلك بسبب كثرة تعرض المياه الجوفية للمواد القابلة للذوبان في التكاوين الجيولوجية، ويعتبر دخول مياه المجاري والنفايات الصناعية إلى الطبقات المائية مصدرا واضحا لتدهور نوعية المياه الجوفية وتلوثها، وهذا يشكل خطورة كبيرة على الصحة العامة ويدعو إلى الحاجة الملحة لمتابعة التحاليل الفيزيائية والكيماوية والبيولوجية لعينات المياه الجوفية وذلك لتحديد مدى صلاحيتها للاستهلاك البشري ومن أجل معرفة أنسب الطرق لمعالجتها.

(١-١٠) الخواص الفيزيائية للمياه الجوفية :-

الشفافية :

يكون الماء النقي شفافا، ويتسبب احتواء الماء على المواد الناعمة العالقة، مثل الطين والغرين وعلى المواد العضوية الدقيقة وغيرها في تعكير الماء. وتختلف الدقائق المعلقة حسب أحجامها فمنها ما يمكن ملاحظته بالعين المجردة ومنها ما يصعب تمييزه بالعدسة المكبرة أو المجهر، وكقاعدة عامة فإن الماء الشفاف لا يحتوي على مواد عالقة، وعكر الماء الجوفي ينجم أحيانا عن انحلال المركبات الكيماوية المختلفة، وقد تتساقط على شكل رواسب مثل رواسب الحديد الناتج عن تأكسد الحديد، وعموما فإن عكر المياه الجوفية الناتج من الطبقات المائية نفسها يعكس حاجة البئر إلى التطوير أو قد يشير إلى اتساع شقوق المصافي وثقوب مواسير التغليف وقد تعرضنا إلى ذلك سابقا. ويعبر عن عكر المياه الجوفية عادة بمصطلحات نقل الضوء بواسطة الماء (وحدات عكر جاكسون) أو JTU أو كمحتوى المواد الصلبة المعلقة التي تدخل إلى البئر من الطبقات المائية، ويقاس عكر الماء بواسطة جهاز عكر جاكسون الذي يتكون من انبوب زجاجي مدرج ومسطحه السفلي مستوي اعتمادا على اللهب الصادر من نوع خاص من الشمع، حيث يتم وضع الأنبوب والشمعة فوق خط على شكل رأسي شكل (١٠-١) ولمعرفة درجة التعكر نبدأ بتفريغ أنبوب الماء حتى يختفي لهب الشمعة وفي هذه اللحظة يمكن قراءة درجة عكر الماء فوق الأنبوب المدرج.

الطعم واللون والرائحة :-

يكون الماء الصالح للشرب عديم اللون والطعم والرائحة، ويشير تلون المياه الجوفية إلى احتوائه على نوع معين من أنواع الشوائب، فالمياه الحاوية على الحديد تكون ذات لون أخضر والمياه الحاوية على كبريتيد الهيدروجين تكون ذات لون أزرق، أما مياه المستنقعات الغنية بالحوامض المنحلة فتكون ذات لون أصفر والمياه الحاوية على المنغنيز تكون ذات لون أسود، كذلك فإن احتواء الماء على بعض المواد الذائبة تعطيه رائحة مميزة فالمياه الحاوية على كبريتيد الهيدروجين لها رائحة البيض الفاسد، ومياه المستنقعات الغنية بالحوامض تكون ذات رائحة مستنقعية خاصة، واحتواء الماء على المواد العضوية والكائنات الدقيقة تعطيه لونا ورائحة خاصة وعند احتواء الماء على كمية معينة من المركبات يتغير مذاقه فمثلا يصبح مالحا عند احتوائه



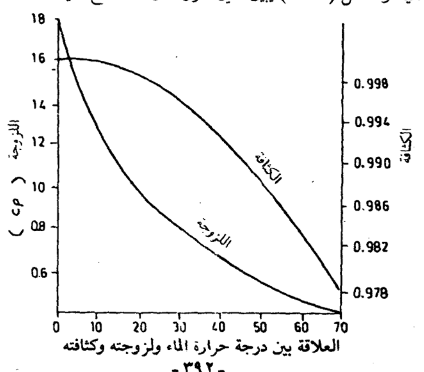
على ٥٠-٦٠ ملجم/لتر من الكلوريدات و٤٠٠-٤٥٠ ملجم/لتر من الكبريتات، ويتميز بمذاق حلو عند احتوائه على كمية كبيرة من المركبات الآزوتية ذات المنشأ العضوي، وغالبا ما نصادف المياه الحامضية المذاق في مناطق المكامن الكبريتيدية.

يمكن معالجة المياه التي تحتوي على الكائنات العضوية الدقيقة باستعمال مسحوق الكلور (٠,٣-٣ ملجم/لتر) مع كبريتات النحاس، وتختلف مقادير مسحوق الكلور وكبريتات النحاس حسب نوع الكائنات العضوية الدقيقة، ويلاحظ أن الكائنات الدقيقة عندما تكون حوالي ٥٠٠-١٠٠٠ في الوحدات القياسية يصعب على الإنسان تمييز رائحتها، ويمكن تمييز رائحتها عندما تصل إلى حوالي ١٠٠٠ - ٢٠٠٠ وإذا ما زادت عن ٢٠٠٠ تصبح مصدر شكوى للإنسان.

الحرارة:

تعتمد درجة حرارة المياه الجوفية على عمق الطبقة الحاملة للماء وعلى عرضها الجغرافي وعلى وجود البؤر البركانية. ويمكن تقسيم المياه تبعا لدرجة حرارتها إلى مياه باردة ودافئة، وهي التي تصل درجة حرارتها إلى ٣٧ درجة مئوية وإلى مياه ساخنة وساخنة جدا وهي التي تزيد درجة حرارتها عن ٣٧ درجة مئوية.

ان كمية الأملاح والغازات الموجودة في المياه تؤثر على درجة حرارتها، فزيادة درجة حرارة المياه الجوفية تقابلها زيادة محتوى كلوريد الصوديوم وكربونات الكالسيوم وتناقص ذوبانية كبريتات الكالسيوم ومحتوى الغازات في الماء. وتبعا لمحتوى الأملاح تكون الكثافة العظمى للماء في درجات حرارة متباينة، ففي حالة الماء العذب تكون الكثافة العظمى عند ٤ درجة مئوية وعند تناقص درجة الحرارة تصبح المياه أخف وهذا يرجع إلى وضع الجزيئات الذي يتغير حسب حالة الماء الفيزيائية. فمثلا يتجمد ماء البحر عد -١,٩ درجة مئوية عندما تصل فيه كمية الأملاح إلى ٣٥ ملجم/لتر، علما بأن كمية الأملاح تختلف من بحر إلى آخر. وعموما فإن درجة حرارة المياه الجوفية تتغير حسب المواسم وحسب مصدر وأصل هذه المياه والشكل (٢-١٠) يبين تغير اللزوجة والكثافة مع تغير درحة الحرارة.



العلاقة بين درجة حرارة الماء ولزوجته وكثافته

المواد العالقة :-

تقسم المـواد العالقة الموجودة في المياه الجوفية إلى مواد عضوية ومـــواد غير عضوية، ويمكن قياس مجموع المواد الصلبة العالقــــــة (Total dissolved solids) أو (TDS) بواسطة الترشيح . علما بأن مجموع تركيز الأملاح الجوفية أو TDS يتغير من أقل من ١٠٠ إلى ما يزيد عن ١٠٠,٠٠٠ ملجم/لتر، وغالبا ما يعبر عن محتوى TDS بمصطلحات الموصلية الكهربائية للمياه وعادة بالمليم هوز (millim hos) لكل سنتميتر عند ٢٥°م ، وتعتمد العلاقة ما بين الموصلية وTDS على سلوك الأيونات في المحلول. ومن أجل المياه المستعملة للزراعة ومعظم المياه الطبيعية يؤخذ ١ مليم هو (millim ho) على أنه يساوي ٦٤٠ ملجم/لتر ويمكن تقسيم المياه حسب TDS إلى :-

١ ـ مياه عذبة : حيث تكون TDS أقل من ١٠٠٠ ملغم/لتر.
٢ ـ متوسطة الملوحة : حيث تتراوح TDS ما بين ٣٠٠٠ ـ ١٠,٠٠٠ ملغم/لتر.
٣ ـ مالحة : وتتراوح TDS ما بين ١٠,٠٠٠ ـ ٣٥,٠٠٠ ملغم/لتر.
٤ ـ مالحة جدا : حيث تكون TDS : أكبر من ٣٥,٠٠٠ ملغم/لتر.

(٢-١٠) الخواص الكيماوية للمياه

العسرة الكلية (Total hardness) (TH)

العسرة هي مجمـوع أيونات الكالسيوم والمغنيسيوم في الماء ويعبر عنها بالملي مكافيء لكل لتر أو بالملغم لكل لتر من المكافيء إلى كربونات الكالسيوم أي يعبر عنها كمكافيء لكربونات الكالسيوم وبالشكل التالي:-

$$TH = Ca.\frac{CaCO_3}{Ca} + Mg.\frac{CaCO_3}{Mg} \qquad (١٠.١)$$

والأيونات الفلزية الثنائية التكافؤ مثل Ca^{++} وMg^{++} وFe^{++} وMa^{++} وBa^{++} وZn^{++} وPb^{++} . . الخ . تسبب عسرة الماء حيث تتحد جميع هذه الأيونات مع الصـابون العادي لتكون صابونات المغنيسيوم والكالسيوم التي لا تذوب في الماء وتصبح غير فعالة لأغراض التنظيف وعموما فإن الأيونات الثنائية التكافؤ وخاصة الكـالسيوم والمغنيسيوم تأتي من ذوبـان الحجـر الجيري (Limestone) والدولومايت

(Dolomite) والمعادن الأخرى عند تماسها مع الماء، والمياه الجوفية تحتوي بصورة عامة على عسرة بتراكيز أكثر من المياه السطحية. وأكثر الأيونات وجوداً في الماء هي أيونـات الصوديوم والكالسيوم والمغنيسيوم وعادة تتحد هذه الأيونات الموجبة مع البيكـاربـونات (HCO_3^-) والكلوريدات (Cl^-) والكبريتات (SO_4^{--}) والنترات (NO_3^-). وتصنف الأمـلاح النـاتجـة بأنها عسرة مؤقتة أو عسرة كربوتانية مثل $Mg(HCO_3)_2$, $Ca(HCO_3)_2$ وعسرة دائمـة أو عسرة لا كربـوتانية مثل $MgSO_4, CaSO_4, Mgcl_2, Cacl_2$. ويمكن ازالة العسرة الكربوناتية بغليان الماء حيث يتحول HCO_3 إلى CO_3^- وأخيراً إلى OH^-. وعموما فإن زيادة استهلاك الصابون في الماء العسر تعتبر من أكبر مساوىء العسرة وعند استعمال المنظفات الصناعية تتلاشى كثير من هذه المساوىء، وعسرة الماء تعمل على تلوين الخزف الصيفي وسد مسامات الجلد وصبغ الأنسجة وتلون الخضروات وتقسيها، وعند ترسيب طبقة من العسرة على الأنابيب وسطوح المعادن الأخـرى فإن ذلك يحافظ عليها من الصدأ ويعتبر هذا من أهم محاسن العسرة وكذلك فإن وجود العسرة في مياه الري يقلل نسبة الصوديوم وبالتالي يحسن الانتاج.

وتجدر الإشارة إلى أن استعمال المياه التي تحتوي على العسرة في الصناعات النسيجية والورق والتعليب وغيرها يؤدي إلى هبوط كبير في نوعية الانتاج وذلك بسبب تكون قشور تؤدي إلى ضياع في انتقال الحرارة ويمكن تقسيم المياه حسب عسرتها إلى :-

١ ـ مياه يسرة (غير عسرة) : وتتراوح العسرة في هذه المياه ما بين ٠-٦٠ ملجم/لتر.
٢ ـ متوسطة العسرة: وتتراوح العسرة في هذه المياه ما بين ٦١-١٢٠ ملجم/لتر.
٣ ـ مياه عسرة: وتتراوح العسرة في هذه المياه ما بين ١٢١-١٨٠ ملجم/لتر.
٤ ـ مياه عسرة جداً: وهي المياه التي تكون فيها العسرة أكثر من ١٨٠ ملجم/لتر.

وهناك طريقتان أساسيتان لإزالة العسرة في الماء هي طريقة الترسيب وطريقة الزيولايت أو طريقة تبادل الأيونات.

ان العسرة الكلية في المياه المستعملة للأغراض الزراعية يجب أن لا تزيد عن

٨٠ ملجم/لتر علما بأن المياه في الطبقات المائية المكونة من الحجر الجيري أو الجبس تتراوح فيها العسرة ما بين ٢٠٠ إلى ٣٠٠ ملجم/لتر وقد تزيد. وتعمل مخلفات المناجم وأماكن النفايات وغيرها على تلوث المياه الجوفية وبالتالي زيادة عسرتها.

تركيز أيون الهيدروجين :-

يتأين الماء إلى أيونات الهيدروجين وأيونات الهيدروكسيد، وتدل قيمة تركيز أيون الهيدروجين (PH) على نشاط أيونات الهيدروجين في الماء. ويعبر عن تركيز أيون الهيدروجين في المحلول بمقلوب اللوغاريتم وهو قيمة PH للمحلول أي أن :

$$\text{PH vlaue} = -\log(H^{+}) = \log\frac{1}{(H^{+})}$$

للماء النقي عند $18^{\circ}C$

$$= \log\frac{1}{10^{-7}} = 7$$

وفيما إذا كانت PH = 7 فإن المحلول يتصرف وكأنه متعادل، أما إذا زادت قيمة PH عن ٧ فإن المحلول يتصرف وكأنه قاعدي وإذا كانت أقل من ٧ فإن المحلول يتصرف وكأنه حامضي. علما بأن تغيرا قليلاً في قيمة PH يعني تغيرا كبيرا في تركيز الأيون، وعموما فإن قيمة PH للماء لها أهمية كبيرة في السيطرة على عمليات التخثير وإزالة أيون الحديد والمنغنيز والسيطرة على الطعم والصدأ.

القلوية :-

تعرف قلوية الماء بقدرته على معادلة الحامض، وحيث أن قلوية المياه الطبيعية تنتج من أيونات الكربونات والبيكربونات فإنه يعبر عن القلوية المعايرة (titrated alkalinity) بمكافيء تركيز كربونات الكالسيوم الذي يمكن الحصول عليه بإضافة المكافيء $CO_3^{=}$, HCO_3^{-} ويعبر عن المجموع بالملجم/لتر من كربونات الكالسيوم.

الحامضية :-

تعرف حامضية الماء بقدرته على معادلة القاعدية وهي تعكس قدرته على التفاعل مع أيونات الهيدروكسيد ويعبر عن الحامضية المعايرة (Titrated Acidity) بالملجم/لتر من H+ أو بمكافيء تركيز H_2SO_4 أو $CaCO_3$. ان مصادر الحامضية

تتضمن HCO_3^- والتي تتفاعل مع OH^- لتعطي $H_2O, CO_3^{=}$ وترتبط جزئيا مع الحوامض مثل حامض الهيدروفلوريك، وعموما فإن المياه الجوفية الموجودة في مناطق تواجد الفحم الحجري تكون حامضية وأحيانا فإن التغير في معادن البيريت والمعادن الكبريتيدية وما ينتج من أحماض مثل حامض الكبريتيك يمكن أن تختلط مع المياه الجوفية.

النسبة المئوية لأيون الصوديوم (٪ Na)

تعتبر النسبة المئوية لأيون الصوديوم من أهم الخواص الأيونية للماء ويمكن ايجاد هذه النسبة حسب العلاقة التالية :ـ

$$\%\,Na = \frac{Na \times 100}{K^{+} + Na^{-} + Ca^{-+} + Mg^{++}} \qquad (١٠.٣)$$

ويعبر عن التراكيز الأيونية بواسطة مللي مكافىء/لتر. وحيث أن الصوديوم يتفاعل مع التربة ليختزل من نفاذيتها فإن تركيز الصوديوم يعتبر مهما في تصنيف مياه الري، فالتربة الحاوية على نسبة كبيرة من أيونات الصوديوم مع الكربونات يطلق عليها اسم تربة قاعدية، والتربة التي تحتوي على نسبة كبيرة من الكلوريدات والكبريتات تسمى بالتربة الملحية. ويظهر في الشكل (٣-١٠) تصنيف مياه الري اعتمادا على نسبة الصوديوم والتوصيل الكهربائي.

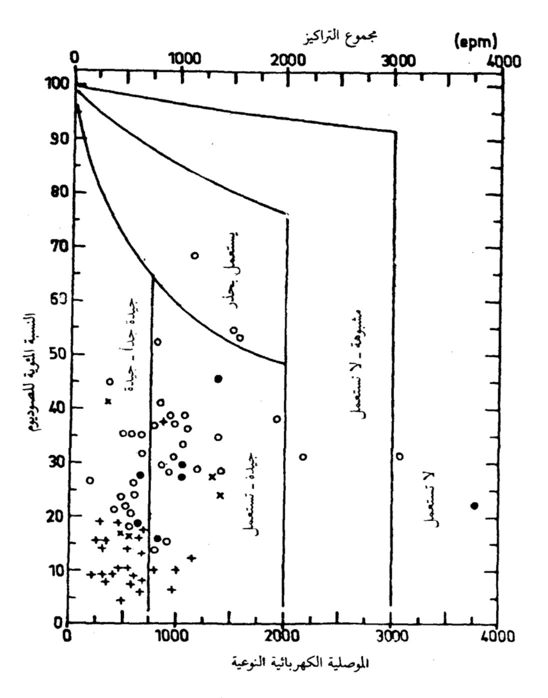
نسبة امتصاص الصوديوم Sodium absorption ratio (SAR) :ـ

تعتبر نسبة امتصاص الصوديوم من أهم الخواص الأيونية لمياه الري ويعبر عنها بالعلاقة التالية :ـ

$$SAR = \frac{Na^{-}}{\sqrt{\frac{Ca^{+-} + Mg^{+-}}{2}}} \left[9.4 - p(k_2 - k_c) - p(Ca+Mg) - pALk \right] \qquad (١٠.٤)$$

لقد أعطيت هذه النسبة التجريبية بهدف تقييم جهد التربة لامتصاص الصوديوم. ويعبر عن أيونات الصوديوم والكالسيوم والمغنيسيوم في مياه الري بالمللي مكافىء/لتر (Meq/l)، ويمكن ايجاد قيم المصطلحات الأخرى من الجدول (١-١٠) اعتمادا على العلاقة بين تركيز أيونات Mg, Ca, Na مع العلم بأن البعض

يهمل المصطلحات الموجودة بين القوسين في المعادلة (٤-١٠) عند تحديد قيمـة (SAR) .



(شكل ٣-١٠) مخطط (Wilcox)

Table 10.1 Values of $p(K'_2 - K'_c)$, $p(Ca + Mg)$, and $pAlk$ for calculation of the adjusted SAR with Eq. (10.4)

Concentration Ca + Mg + Na, meq/l	$p(K'_2 - K'_c)$	Concentration Ca + Mg, meq/l	$p(Ca + Mg)$	Concentration CO_3 + HCO_3, meq/l	$pAlk$
0.5	2.11	0.05	4.60	0.05	4.30
0.7	2.12	0.10	4.30	0.10	4.00
0.9	2.13	0.15	4.12	0.15	3.82
1.2	2.14	0.2	4.00	0.20	3.70
1.6	2.15	0.25	3.90	0.25	3.60
1.9	2.16	0.32	3.80	0.31	3.51
2.4	2.17	0.39	3.70	0.40	3.40
2.8	2.18	0.50	3.60	0.50	3.30
3.3	2.19	0.63	3.50	0.63	3.20
3.9	2.20	0.79	3.40	0.79	3.10
4.5	2.21	1.00	3.30	0.99	3.00
5.1	2.22	1.25	3.20	1.25	2.90
5.8	2.23	1.58	3.10	1.57	2.80
6.6	2.24	1.98	3.00	1.98	2.70
7.4	2.25	2.49	2.90	2.49	2.60
8.3	2.26	3.14	2.80	3.13	2.50
9.2	2.27	3.90	2.70	4.0	2.40
11	2.28	4.97	2.60	5.0	2.30
13	2.30	6.30	2.50	6.3	2.20
15	2.32	7.90	2.40	7.9	2.10
18	2.34	10.00	2.30	9.9	2.00
22	2.36	12.50	2.20	12.5	1.90
25	2.38	15.80	2.10	15.7	1.80
29	2.40	19.80	2.00	19.8	1.70
34	2.42				
39	2.44				
45	2.46				
51	2.48				
59	2.50				
67	2.52				
76	2.54				

Source: From Ayers, 1975; National Academy of Sciences and National Academy of Engineering, 1972; and references therein.

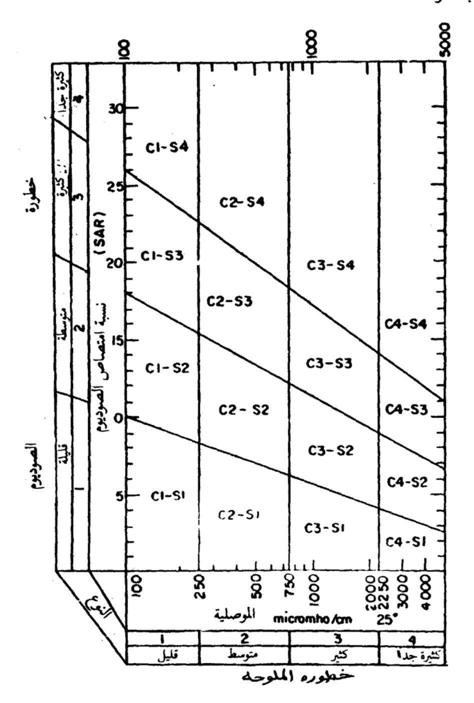
قيم P(k2-k1) و P(Ca+Mg) و PALK من أجل تطبيقها في المعادلة (٤-١٠) لإيجاد قيمة SAR المعدلة

(جدول ١-١٠)

يظهر في الشكل (٤-١٠) تصنيف لمياه الري اعتمادا على نسبة امتصاص الصوديوم (SAR) وعلى الموصلية الكهربائية والرموز الموجودة في الشكل تدل على ما يلي :-

C1 : مياه قليلة الملوحة لري معظم أنواع النباتات.

C2 : مياه متوسطة الملوحة ويمكن استعمالها لري النباتات التي تحتاج إلى أملاح بنسبة متوسطة.



(شكل ٤-١٠) تصنيف المياه اعتماداً على نسبة امتصاص الصوديوم وعلى الموصلية الكهربائية

C3 : مياه مالحة : وتستعمل لبعض أنواع النباتات .

C4 : مياه مالحة جدا : وغير غير مناسبة كمياه ري ونادرا ما تستعمل لبعض أنواع النباتات .

S1 : مياه قليلة الصوديوم : وهي مناسبة لمعظم أنواع النباتات .

S2 : مياه تحتوي على صوديوم بنسبة متوسطة وتستعمل في الأراضي الجبسية النفاذة .

S3 : مياه كثيرة الصوديوم : وتستعمل للري في حالات نادرة .

S4 : مياه تحتوي على صوديوم بنسبة كبيرة جداً. وهي لا تستعمل للري إلا في بعض الحالات النادرة جداً.

الموصلية الكهربائية EC

لجميع المياه خاصية التوصيل الكهربائي، واحتواء الماء على التراكيز الأيونية يزيد من موصليتها، وتقاس الموصلية الكهربائية النوعية بالميكرومو/سنتيميتر وهي موصلية ١ سم٣ من الماء عند ٢٥°م، ويمكن تقسيم المياه حسب موصليتها الكهربائية وحسب نسبة الصوديوم إلى ما يلي :-

نوع المياه	نسبة الصوديوم %Na	الموصلية الكهربائية E C بالميكرومو / سنتيميتر عند ٢٥°م
١ - مياه جيدة جيدا	أقل من ٢٠	أقل من ٢٥٠
٢ - مياه جيدة	٢٠ - ٤٠	٢٥٠ - ٧٥٠
٣ - مياه يمكن استعمالها	٤٠ - ٦٠	٧٥٠-٢٠٠٠
٤ - مياه مشبوهة	٦٠ - ٧٠	٢٠٠٠-٣٠٠٠
٥ - مياه لا تستعمل	أكثر من ٨٠	أكثر من ٣٠٠٠

عينات المياه الجوفية :ـ

تؤخذ عينات المياه الجوفية من أجل تحليلها وتحديد نوعيتها، ويتم جمع الماء في قناني زجاجية بحجم نصف جالون ويراعى غسل القنينة بالماء المراد فحصه قبل ملئها. وتسد بعد ملئها بالماء بغطاء من الفلين وتنقل من غير إبطاء إلى المختبر لغرض التحليل ويجب أن تخزن في مكان بارد. ومن أجل أخذ عينة ممثلة يراعى أخذ العينة من الآبار بعد ضخ المياه لفترة من الوقت، ويجب تسجيل اسم البئر وموقعه وعمقه وحرارة الماء ورائحته ولونه وتعكره وتاريخ أخذ العينة على القنينة. ويجدر الاشارة إلى أنه يمكن اجراء بعض التحاليل الكيماوية المبسطة وتعيين بعض الخواص الفيزيائية حقليا بواسطة مختبر متنقل حيث يمكن بواسطة هذا المختبر تعيين الشفافية واللون والرائحة والمذاق وأيون النترات (No_3^-) وكبريتيد الهيدروجين (H_2S) تعيينا نوعيا، أما كميا فيمكن تعيين تركيز الأيونات الهيدروجينية (PH) وأكسيد الحديديك (Fe^{+3}) وأكسيد الحديدوز (Fe^{+2}) وأيون النيتريت (NO_2^-) وأيون الأمونيوم (NH_4^+) وأيون البايكربونات (HCO_3^-) وأيون الكلور (CL^-) وأيون الكبريت (SO_4^{-2}) وأيون الكالسيوم (Ca^{+2}) وأيون المغنسيوم (Mg^{+2}) وأيون الصوديوم (Na_4^+) وأيون البوتاسيوم (K^+) وتعيين حامض الكربونيك الحر والاكال والعسر العام والكربوناتي ومجموع المواد المعدنية (الراسب الجاف) ويجري في المختبرات الثابتة تحليل كيماوي كامل ويدقق مع التحاليل الحقلية ويعتمد تحليل الماء غالبا على الغرض من استعماله ففي حالة المياه المعدنية يتم تعيين كمية العناصر النادرة مثل Si, B, I, Br وغيرها وكذلك الغازات المذابة والعناصر المشعة. ويلاحظ في الجدول (٢-١٠) عوامل تحويل نوعية المياه.

1 ppm	= 1 mg/l	
1 taf	= 735 ppm	
1 grain/U.S. gallon	= 17.1 ppm	
1 meq/l	= 1 me/l = 1 epm	
meq/l of ion	= ppm of ion/equivalent weight of ion	
1 meq/l of cations	= 100 EC × 10^6	Approximations for most natural waters in the range of 100 to 5000 μmho/cm at 25° C
1 ppm	= 1.56 EC × 10^6	

جدول (٢-١٠) عوامل تحويل نوعية الماء

(من Todd. 1959)

(٣-١٠) أهم الأيونات الموجودة في المياه الجوفية :-

الكالسيوم (Calcium (Ca^{++} :-

يعتـبر الكالسيوم من أهم الأيونات الأساسية الموجبة الشحنة (الكاتيونات) الموجودة في المياه الجوفية، وهناك مصادر متعددة لأيونات الكالسيوم الموجودة في المياه الجوفية مثل المعادن غير السليكاتية كالفورايت والأنهيدرايت والجبس والدولومايت والأراجـونايت والكالسيت وكذلك المعادن السليكاتية مثل الألبايت والأنورثايت والبيروكسين والأمفيبول. وحيث أن قابلية ذوبان المعادن المكونة للصخور النارية والمتحـولـة تكـون قليلة فإن نسبـة الكالسيوم وTDS في مياه هذه الصخور تكون منخفضـة، وفي الصخـور الـرسـوبية يوجـد الكـالسيوم على شكـل كربـونات (الكـالسـايت والأراجـونـايت) وعـلى شكـل كالسيوم ومغنيسيوم وكـربـونـات (الـدولـومايت) وعلى شكل كبريتات (الجبس والأنهيدرايت). وعموما فإن المياه الجـوفية القـادمة من الحجر الجيري وبعض الصخور الرسوبية الأخرى كثيراً ما تكون عسرة وذلك بسبب قابلية هذه الصخور على الذوبان.

ان وجـود أيون الهيدروجـين (+H) في الماء يسهل ذوبان الكالسيوم، ويعتبر حامض الكـربونيك (H_2CO_3) أهم مصدر لأيون الهيدروجين. ونستطيع تلخيص العمليات الكيماوية المؤدية لتكوين أيونات الكالسيوم في الماء كما يلي:-

$$CO_2 + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^- \quad (١٠.٥)$$

$$H_2CO_3^- \rightleftarrows H^+ + HCO_3^- \rightleftarrows 2H^+ + CO_3^{--} \quad (١٠.٦)$$

$$CaCO_3 + H^+ \longrightarrow Ca^{++} + HCO_3^- \quad (١٠.٧)$$

علماً بأن زيادة الضغط والحرارة تعمل على زيادة كمية الكالسيوم في الماء. وعمـوما فإن كمية الكالسيوم في المياه الصالحة للشرب تتراوح ما بين ١٠-١٠٠ ملجم/لـتر، وقـد تصل هذه الكمية في بعض الأحيان إلى ٥٠٠ وحتى ١٠٠٠ ملجم/لتر وزيادة نسبة الكالسيوم تعمل على تغيير مذاق الماء وتقلل من قابليته على إذابة الصابون وتجدر الإشارة إلى أن وجود الكالسيوم في الماء ليس له أضرار على

صحة الإنسان وعلى الكائنات الحية الأخرى، بل هو يساعد في بناء الأسنان ويحافظ على صحتها. ويلعب دورا هاما في تقليل نسبة الصوديوم في المياه المستعملة للزراعة.

المغنيسيوم (Mg^{++}) Magnesium :-

يأتي المغنيسيوم بعد الكالسيوم من حيث كونه من أهم الأيونات الأساسية الموجبة الموجودة في المياه الجوفية وهناك مصادر متعددة لأيونات المغنيسيوم الموجودة في المياه الجوفية، فالمعادن الحديدية المغنيسية (Ferromagnesian) مثل الأوليفين والبيروكسين والميكا السوداء تعتبر أهم مصدر للمياه الجوفية القادمة من الصخور النارية. ومعادن الكلورايت والسربنتين تعتبر أهم مصدر لأيونات المغنيسيوم الموجودة في المياه القادمة من الصخور المتحولة. أما المغنيسيوم الموجود في المياه القادمة من الصخور الرسوبية فيكون على شكل مجنزايت وكربونات وأحيانا يمتزج مع كربونات الكالسيوم، ويحتوي الدولومايت على الكالسيوم والمغنيسيوم بكميات متساوية وعموما فإن معظم المياه الجوفية تحتوي نسبيا على كميات قليلة من المغنيسيوم ما عدا تلك التي تكون على تماس مع الدولومايت حيث تكون كمية الكالسيوم والمغنيسيوم بنفس المقدار.

ان ذوبان كربونات المغنيسيوم الناتج عن عملية السربنتنة (Serpantization) ومن الدولومايت والحجر الجيري المغنيسي في المياه الجوفية التي تحتوي على ثاني أكسيد الكربون يعطي بايكربونات المغنيسيوم وذلك حسب المعادلة التالية:-

$$MgCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Mg(HCO_3)_2 \qquad (٨.١٠)$$

وهذا يعمل على زيادة سرعة ذوبان المغنيسيوم. وعموما فإن تركيز المغنيسيوم في مياه البحر يكون خمسة أضعاف تركيز الكالسيوم. وفي المياه الجوفية يتراوح تركيز المغنيسيوم ما بين ١٠ ـ ١٠٠ ملجم/لتر وفي بعض الحالات النادرة يمكن أن يكون تركيز المغنيسيوم ضعف أو ثلاثة أضعاف تركيز الكالسيوم وخاصة في مياه الينابيع الخارجة من البازلت والسربنتين والدولومايت وبعض المواد الغنية بالمغنيسيوم.

ان المياه الجوفية التي يزيد فيها تركيز المغنيسيوم عن ١٢٥ ملجم/لتر تكون

غير صالحة للشرب. وتجدر الاشارة إلى أن زيادة تركيز المغنيسيوم في المياه الجوفية يؤثر على صحة الإنسان وخاصة على سلامة أمعائه. إلا أن المغنيسيوم يعتبر عادة ضروري لمادة الكلوروفيل اللازمة لنمو النباتات، ويخفف من الأضرار الناتجة عن زيادة تركيز الصوديوم.

الصوديوم (Sodium (Na+

تعتبر مياه البحار من أكثر المياه احتواء على الصوديوم، ويعتبر الفلسبار الموجود في الصخور النارية وكذلك معادن الطين الناتجة عن عمليات التجوية مصدرا أوليا للصوديوم الموجود في المياه الجوفية. والمياه القادمة من طبقات الغضار والطين غالبا ما تحتوي على تركيز عال نسبيا من الصوديوم. وتعتبر المياه المترشحة عبر طبقات التربة العليا بما فيها مياه الهطول الذي يصبح موضوعا لعمليات التركيز مصدراً آخر للصوديوم.

ان تركيز الصوديوم في المياه القادمة من الصخور النارية والمتحولة يتراوح ما بين ١-٢٠ ملجم/لتر، ويصل هذا المقدار في مياه البحر إلى حوالي ١٠,٠٠٠ ملجم/لتر. وتجدر الإشارة إلى أن زيادة استعمال المياه التي تحتوي على كميات كبيرة من الصوديوم يمكن أن تسبب اضطرابات في القلب والمثانة.

البوتاسيوم (Potassium (K+

يتواجد البوتاسيوم عادة بكميات أقل من الصوديوم في الصخور النارية وبكمية أكبر في الصخور الرسوبية كفلسبارات البوتاسيوم، وحيث أن هذه المعادن قليلة الذوبان في الماء فإن تركيز البوتاسيوم في المياه الجوفية يكون أقل من تركيز الصوديوم.

الاسترنتيوم (Strontium)

ان كيماوية الاسترنتيوم تشبه كيماوية الكالسيوم. والمياه الجوفية تحتوي عادة على أقل من ١٠ ملجم/لتر من الاسترنتيوم علما بأنه قد تم مراقبة مياهٍ تحتوي على ما يزيد على ٥٠ ملجم/لتر.

الحديد (iron)

يوجد الحديد منتشراً بشكل واسع في القشرة الأرضية، وهناك كثير من المعادن التي تحتوي على الحديد مثل البيروكسانات والامفيبولات والبيوتات والمجنتايت والاوليفين والبيريت (Pyrite) ، وتعتبر الأكاسيد الفري حديدية (Ferric Oxides) من أهم المعادن الحاملة للحديد، ويعتبر الحديد الثنائي (Fe^{+2}) هو الشكل العام للمحاليل الفرو حديدية (Ferros iron) الموجودة في المياه الجوفية. وعادة ما يتراوح تركيز الحديد ما بين ١-١٠ ملجم/لتر، وعندما يتعرض الحديد الثنائي للهواء الجوي فإنه يتأكسد إلى حالة الحديد الثلاثي (Fe^{+3}) التي لا تذوب بل تترسب على شكل أكاسيد حديدية معطية الماء لونا أسمر، ويعمل التآكل في أنابيب التغليف الموجودة في آبار المياه الجوفية على نشر الحديد في مياه البئر، علما بأن النشاط البكتيري يمكن أن يزيد أو يقلل من تركيز الحديد في المياه الجوفية وقد أوصي بأن يكون تركيز الحديد في مياه الشرب حوالي ٣, ٠ ملجم/لتر.

المنجنيز Manganese Mn

يوجد المنجنيز في المياه الجوفية غالبا على شكل هيدروكسيد، وتأثيره يشبه الحديد إلى حد كبير، علما بأن تركيز الحديد (Fe^{+2}) يزيد عن تركيز المنجنيز في المياه الجوفية وإذا ما زاد تركيزه عن ١, ٠ ملجم/لتر فإن لون المياه يصبح أسوداً أو مشابها للون القهوة، ويعتبر الهورنبلد والبيوتايت من بين المعادن التي تحتوي على المنجنيز في الصخور النارية، وتعتبر أكاسيد المنجنيز والهيدروكسيدات من المصادر الأساسية للمنجنيز في الصخور الأخرى، وعند تأكسد المنجنيز فإن المحلول يصبح أقل قابلية على الذوبان ويكون راسباً أسوداً، لذلك فإن الحد الأعلى لتركيز المنجنيز في مياه الشرب يجب أن لا يزيد عن ٠٥, ٠ ملجم/لتر.

الألمنيوم Aluminum Al

يعتبر الألمنيوم ثالث العناصر الأساسية الموجودة في الغطاء الخارجي للقشرة الأرضية علما بأن تركيزه في المياه الجوفية نادرا ما يزيد عن ٥, ٠ ملجم/لتر، ما عدا الحالة التي يكون فيها PH أقل من ٤ ويصبح الألمنيوم قابلاً للذوبان.

السيليكا Silica (SiO_2)

تعتبر السيليكا من أكثر المعادن الموجودة في القشرة الأرضية، وتأتي بعد الأكسجين من حيث انتشاره في الجزء العلوي من القشرة الأرضية، وقد تم العثور على أعلى تركيز للسيليكا في المياه الجوفية عندما تكون المياه على تماس مع بعض الصخور البركانية، وعموما فإن تركيز السيليكا في معظم المياه الجوفية حوالي ٢٠ ملجم/لتر، وهذا المقدار ليس له تأثير سلبي في حالة استعمال المياه للشرب أو الري، ولكنه يمكن أن يسبب بعض المشاكل في حالة استعماله للأغراض الصناعية. وتجدر الاشارة إلى أن السيليكا تذوب في الماء عندما تكون $PH > 9$.

الفلور Fluoride

يوجد الفلور في المياه الجوفية بكمية قليلة، وتعتبر المعادن مثل فلوريد الكالسيوم (الفلورايت) والأباتايت وبعض الأمفيبولات والكريولايت (في الصخور النارية) والفلورسبار (في الصخور الرسوبية) مصدرا من مصادر الفلور ويمكن أن يزيد تركيز الفلور في المياه الجوفية عن ١ ملجم/لتر ويزيد أحيانا عن ١٠ ملجم/لتر وقد يصل إلى حوالي ٣٠ ملجم/لتر. وعموما فإن زيادة تركيز الفلور في المياه الجوفية تضر في بناء العظام والأسنان مع العلم بأن مقدارا معينا منه يعتبر ضرورياً ومفيداً. وقد أوصي بأن يكون تركيز الفلور في مياه الشرب ما بين ٤,١-٤,٢ ملجم/لتر.

الفسفور Phosphorus

ان الأباتايت هو المعدن الأساسي الذي يحتوى على الفسفور، وليس له قابلية كبيرة على الذوبان، وعموما فإن تركيز الفسفور في معظم المياه الجوفية الطبيعية أقل من ١,٠ ملجم/لتر.

البور Boron

يعتبر التورمالين من أكثر المعادن التي ينتشر فيها البور بشكل واسع. وتحتوي المياه الجوفية على كميات قليلة من تركيز البور تصل إلى ٥ ملجم/لتر ويوجد البور

على شكل حامض البوريك (H_3BO_3) وعلى شكل بورات (BO_4) أو تترابورات (B_4O_7) ويمكن للمياه الجوفية القادمة من بعض الصخور النارية والمياه الملامسة للمتبخرات أن تحتوي على تركيز عال نسبيا من البور وقد يصل إلى عدة ملجرامات/لتر. وتجدر الإشارة إلى أن زيادة تركيز البور في المياه المستعملة للري تؤثر على النباتات ويجب أن يتراوح تركيز البور في مياه الري ما بين ٠,٥-١ ملجم/لتر، علما بأن تركيز البور في مياه الشرب قد يصل إلى ٣٠ ملجم/لتر دون أن يسبب أضراراً.

الكربونات والبايكربونات Carbonate and Bicarbonate (CO_3^{-} . HCO_3^{-})

ان ذوبان المواد الكربونية وثاني أكسيد الكربون الجوي يعتبران مصدرا أساسياً للكربونات والبايكربونات الموجودة في المياه الجوفية، ويعتمد مقدار الكربونات والبايكربونات على مقدار ثاني أكسيد الكربون وعلى تركيز أيون الهيدروجين (PH) في الماء، ويتراوح تركيز الكربونات في المياه الجوفية ما بين ١٠-٨٠٠ ملجم/لتر ونادرا ما يصل إلى ٤٠٠ ملجم/لتر وتشير أيونات الكربونات والبايكربونات إلى مجموع القاعدية. والمياه الجوفية التي يصل فيها مجموع الكربونات والبايكربونات إلى حوالي ٥٠٠ ملجم/لتر يمكن استعمالها للشرب. ويعتبر وجود البايكربونات في المياه الجوفية ضرورياً عند استعمال المياه للري، إلا أن الجانب السيء في زيادة تركيزه يكمن في تجمع التراب وبالتالي زيادة نسبة الصوديوم.

النيترات Nitrates (NO_3^{-})

تتكون معظم النيترات الموجودة في المياه الجوفية من بقايا الكائنات الحية ومن السماد الطبيعي، وتقوم بعض النباتات مثل ألفا ألفا بتحويل النيتروجين الجوي إلى نترات وتعطيه للتربة. وتعتبر زيادة تركيز النيترات عن حوالي ٥-١٠ ملجم/لتر مؤشرا لتلوث المياه بمصادر خارجية. وتجدر الاشارة إلى أن تركيز النيترات في مياه الشرب يجب أن لا يزيد عن ٢٥ ملجم/لتر، وبما أن النيتروجين يعتبر مادة أساسية للنباتات فإن زيادة تركيزه في مياه الري لا يسبب أي ضرر على النباتات وغالبا ما يتم خلط النيترات مع السماد والماء عند ري المحاصيل الزراعية.

الكبريتات Sulfate ($SO_4^{=}$)

تتكون الكبريتات من تأكسد البيريت وبعض الكباريت المنتشرة في الصخور النارية والرسوبية، وتعتبر الرواسب التبخرية مثل الجبس والأنهايدرايت وكبريتات الصوديوم من أهم مصادر الكبريتات الموجودة في المياه الجوفية ويتراوح تركيز الكبريتات في المياه الجوفية ما بين ٢٠٠-٤٠٠ ملجم/لتر، وفي مياه الشرب يجب أن لا يزيد هذا التركيز عن ٢٥٠ ملجم/لتر وذلك لما يسببه من اختلاف في طعم المياه، علما بأن زيادة تركيز الكبريتات عن ٥٠٠ ملجم/لتر تضر بصحة الإنسان.

الكلور Chloride (Cl^-)

ان أهم مصادر الكلور الموجود في المياه الجوفية هي المتبخرات وكذلك المياه المالحة المجاورة ومياه البحر ومياه الأمطار والثلوج. وتعتبر مياه البحار من أكثر المياه احتواء على الكلور وهذا يعني أنه كلما ابتعدنا عن شواطىء البحار فإن تركيز الكلور في المياه الجوفية يبدأ في النقص. ففي الوقت الذي تحتوي فيه مياه الأمطار على ١ملجم/لتر من الكلور نجد أن مياه البحر تحتوي على حوالي ٢٠,٠٠٠ ملجم/لتر. وعموما فإن تركيز الكلور في المياه الجوفية يقل في المناطق الماطرة ويزيد في المناطق الجافة، وتجدر الاشارة إلى أن المياه التي يتراوح فيها تركيز الكلور ما بين ٢٠٠- ٦٠٠ ملجم/لتر يمكن استعمالها للاستهلاك البشري علما بأنه قد أوصي بأن يكون تركيز الكلور في مياه الشرب بحدود ٢٥٠ ملجم/لتر. والمياه التي يتراوح فيها تركيز الكلور ما بين ٣٠٠٠-٤٠٠٠ ملجم/لتر يمكن استعمالها لسقي الحيوانات.

(٤-١٠) المواد الكيماوية السامة: -

ان اختلاف المياه الجوفية واحتوائها على بعض العناصر الكيماوية مثل الرصاص Pb والنحاس Cu والقصدير Zn والزرنيخ Ar والسيلينيوم Ce وغيرها يجعلها سامة وغير صالحة للاستعمال، وهذا ناتج عن تماس المياه الجوفية مع الصخور المعدنية والخامات المعدنية فالزرنيخ على سبيل المثال يمكن أن يصل تركيزه في المياه الحارة إلى عدة ملجرامات/لتر علما بأن تركيزه في مياه الشرب يجب أن لا يزيد عن

٠,٠١-٠,١ ملجم/لتر والحد الأعلى لتركيز الرصاص في مياه الشرب هو ٠,٠٥ ملجم/لتر والنحاس ١,٥ ملجم/لتر والقصدير ١٥ ملجم/لتر والسيلينيوم ٠,٠١ ملجم/لتر.

(١٠-٥) المواد المشعة Radioactive Materials

ان احتواء المياه الجوفية على العناصر المشعة طبيعيا مثل ^{238}U, ^{232}Th, ^{235}U وكذلك ^{40}K, ^{87}Rb يكسبها خاصية الاشعاعية، ومصدر هذه العناصر هي المادة الأصلية المكونة للأرض، مع العلم بأن التفجيرات النووية واستعمال النظائر المشعة في تعيين سرعة المياه الجوفية يتسبب في اختلاط النفايات الذرية مع المياه الجوفية ويعمل على تلويثها، ومن حسن الحظ أن الأرض الطينية والمواد العضوية يمكن أن تمتص الأيونات المشعة، ويمكن تلوث المياه الجوفية بواسطة النفايات الذرية عند خروج الطبقات المائية الخشنة أو الصخور المتصدعة والمشققة مباشرة إلى الهواء الجوي، وقد تم العثور على مياه جوفية مشعة طبيعيا في مناطق متعددة في الولايات المتحدة الأميركية وخاصة في المناطق ذات النشاط الجيوحراري.

١٠-٦ الغازات الذائبة :-

يعتبر الأكسجين وثاني أكسيد الكربون من أكثر الغازات الذائبة وجودا في المياه الجوفية. أما بقية الغازات الذائبة الموجودة في المياه الجوفية فإنها لا تؤثر على نوعية المياه وذلك لوجودها بكميات قليلة جدا. ويعتبر الهواء الجوي وبعض النباتات مصدرا أساسيا للأكسجين. ويعتمد مقدار المواد الذائبة في المياه الجوفية على الضغط والحرارة. ويلاحظ أن المياه القادمة من الآبار العميقة لا تحتوي على الأكسجين فور خروجها من الأرض. وتقوم بامتصاص كمية معينة من الهواء الجوي بمجرد ملامستها له. ومع أن وجود الأكسجين في المياه الجوفية ليس له أضرار إلا أنه يعتبر من الأسباب المؤدية لتآكل المعادن. والمياه الجوفية التي تحتوي على كمية كبيرة من الأكسجين المذاب يجب معالجتها بفصل الأكسجين عنها قبل وضعها في الخزانات.

ان وجود ثاني أكسيد الكربون المذاب في المياه الجوفية يؤثرعلى PH . وعندما

يصل تركيز ثاني أكسيد الكربون في المياه الجوفية العسرة إلى ١٥ ملجم/لتر وفي المياه الجوفية غير العسرة إلى ١٠ ملجم/لتر فإن المياه تصبح أكالة. وتجدر الإشارة إلى أن احتواء المياه الجوفية على كمية قليلة من الأكسجين غير المذاب وبعض الغازات الأخرى مثل H_2S, CH_4, CO_2 والتي تأتي من التربة العليا أو من التكاوين العميقة يكسبها طعما سيئا.

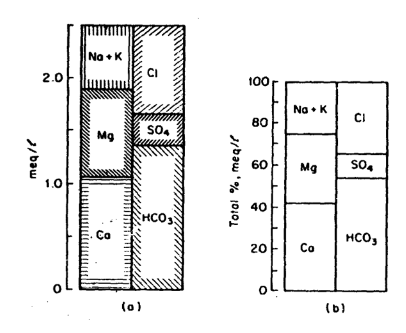
(١٠-٧) البكتيريا والفيروسات Bacteria and Viruses

ان احتواء المياه الجوفية على أنواع مختلفة من البكتيريا والفيروسات يعمل على تلويثها، وقد تصل أعداد البكتيريا والفيروسات في المياه الجوفية من عدة مئات إلى عدة ملايين في كل سم³ من الماء، ويقل هذا العدد مع ازدياد العمق. وقد تكون غير ضارة ومفيدة وقد تسبب كثيرا من الأمراض المعوية ـ القولونية، وتظهر البكتيريا في المياه الجوفية أو في المجاري المكشوفة نتيجة لتلوثها بمختلف النفايات. وتتراوح قياسات البكتيريا من عدة أجزاء من الميكرون إلى ميكرون واحد. فمثلا يبلغ قياس البكتيريا المؤكسدة للميثان ٢-٣ ميكرون طولا و٥, ١-٢ ميكرون سمكا. ومن أجل تحديد التلوث العضوي للمياه الجوفية يستخدم المعيار الحجمي الكولوني، ويقصد به حجم الماء الحاوي على باسيل قولوني واحد (Bacterium Colisommune) علما بأن الباسيل القولوني نفسه غير ضار، إلا أنه غالباً ما ترافقه بكتيريا خطيرة للغاية قد تسبب أمراضاً مختلفة مثل التيفوئيد والكوليرا والزحار وغيره.

(١٠-٨) عرض نتائج التحاليل الكيماوية بيانياً:-

ان الهدف الأساسي من عرض نتائج التحليل الكيماوية بيانيا هو تصنيف المياه ومقارنتها وهناك عدة مخططات بيانية يمكن استعمالها لتحقيق هذه الغاية منها المخطط العمودي أو ما يسمى bar graphs الذي يعتبر من أبسط المخططات التي يمكن عرض نتائج التحاليل الكيماوية بواسطتها. وتعرض حالة الأيونات الرئيسية بالملي مكافىء لكل لتر أو بالمكافىء لكل متر مكعب أو بالنسبة المئوية لمجموع المكافئات. ويتم ذلك بوضع كاتيونات Na^+, K, Mg, Ca فوق بعضها على العمود الأول كما يوضحه الشكل (١٠-٥)a، وتوضع أنيونات $HCO_3^-, SO_4^=, Cl^-$ على

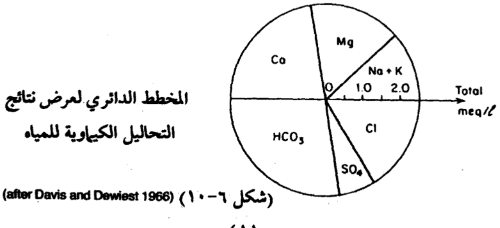
العمود المجاور والموضح في الشكل (٥-١٠)a . وفي حالة استعمال النسب المئوية لمجموع المكافئات توضع الأنيونات والكاتيونات كما هو موضح في الشكل (٥-١٠)b .



مخطط ابار (المخطط العمودي لعرض نتائج التحليل الكيماوية للمياه

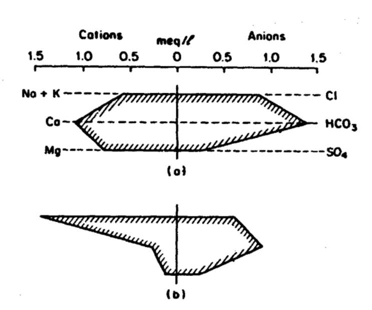
(شكل ٥-١٠) (after Davis and Dewiest 1966)

هذا ويمكن عرض نفس نتائج التحاليل بواسطة مخطط دائري كما في الشكل (٦-١٠) . ومن أجل المقارنة المباشرة يمكن عرض نتائج التحاليل بيانيا حسب مخطط stiff والموضح في الشكل (٧-١٠) .



المخطط الدائري لعرض نتائج التحاليل الكيماوية للمياه

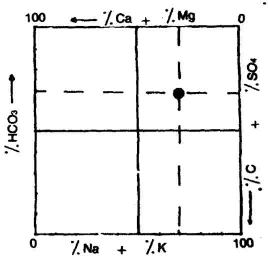
(شكل ٦-١٠) (after Davis and Dewiest 1966)



مخطط stiff لعرض نتائج التحاليل الكيماوية للمياه لنفس العينات في الأشكال السابقة

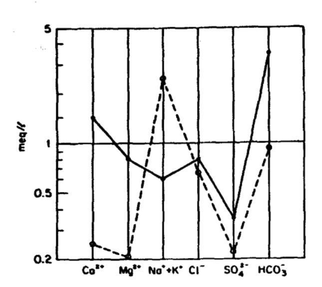
(شكل ٧-١٠) (after Davis and Dewiest 1966)

وكـذلـك يمكن عرض نتائج التحاليل بواسطة المخططات المربعة الشكل والموضحة في الشكل (٨-١٠) وبواسطة المخططات نصف اللوغاريتمية والموضحة في الشكـل (٩-١٠) وبـواسـطة المخططات مثلثة الشكل والموضحة في الشكل (١٠-١٠) وغيرها.



عرض نتائج التحاليل الكيماويه بشكل مربع

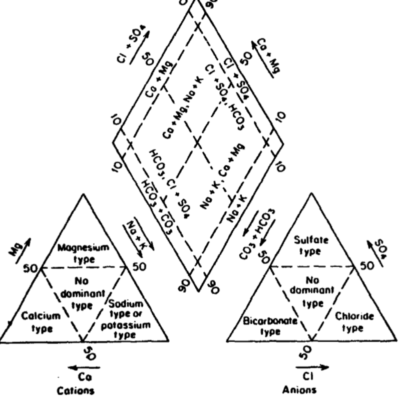
(شكل ٨-١٠) (من Erguvanli 1973)



عرض نتائج التحاليل الكيماوية بواسطة المخططات نصف اللوغاريتمية

(Schoeler semi logarithmic diagram)

لنفس التحاليل في الشكل (٧-١٠) (شكل (٩-١٠) (من freeze, 1979)



تصنيف وعرض نتائج التحاليل الكيماوية للمياه بواسطة المخططات مثلثة الشكل

(شكل ١٠-١٠) (after Morgan and winner, 1962 and Back 1966

(٩-١٠) الشروط الواجب توافرها في نوعية المياه:

تستعمل المياه الجوفية لأغراض متعددة، والشروط المطلوب توافرها في نوعية المياه ليست متماثلة، فالمياه الصالحة للشرب ليست دائما صالحة للأغراض الصناعية وبالعكس. ومن أجل تقييم ملاءمة المياه الجوفية لهذه أو تلك من الأغراض اتجهت كثير من دول العالم إلى تحديد مقاييس معينة، غير أننا كثيرا ما نضطر إلى أن نأخذ في الحسبان الخواص الجيولوجية المائية لبعض المناطق، وفي حالة عدم وجود مصادر مائية أكثر ملاءمة يجب التراجع عن المقاييس المتعارف عليها بشرط أن لا يكون الماء ملوثا بمواد عضوية.

ويُظهر الجدول (٣-١٠) مقاييس مياه الشرب التي اعتمدها مركز الرعاية الصحية في الولايات المتحدة وكذلك المواصفات التي وضعتها منظمة الصحة العالمية. أما نوعية المياه الجوفية المستعملة للري وتعتمد على تأثير المكونات المعدنية للماء على أنواع النباتات المختلفة والتربة معا وعموما فإن احتواء المياه على نسب عالية من الأملاح يحدد امتصاص النبات للماء ويؤذي نموها ويسبب تغييرا في بنية التربة ونفاذيتها وهذا بدوره يؤثر على نمو النبات بصورة غير مباشرة، وعلى أية حال فإن الحدود النوعية لتراكيز الأملاح المسموح بها في مياه الري لا يمكن تحديدها بسبب الاختلافات الواسعة للنباتات المختلفة في تحمل الملوحة. علما بأن هناك دراسات كثيرة على أنواع مختلفة من النباتات والترب يمكن أن تعطينا معلومات قيمة عن تحمل النباتات للأملاح وللمزيد من المعلومات يمكن الرجوع إلى المراجع المتخصصة. وعند تقييم المياه الجوفية المستخدمة للأغراض الصناعية مثل تغذية الغلايات البخارية وتبريد المحركات وفي الصناعات الورقية والنسيجية والمغاسل والحمامات يجب أن نولي اهتماما خاصا لعسر المياه الذي يسببه وجود أملاح الكالسيوم والمغنيسيوم مثل $Cacl_2$ $Mgcl_2$ $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $CaSO_4$, $CaCO_3$ فالماء العسر بالإضافة إلى أنه سيء الرغاوة فإنه يكون قشرة كلسية في الغلايات البخارية والأباريق. وفي العسر ينسلق اللحم وغيرها ببطء. وفي بعض فروع الصناعة يجب معالجة المياه العسرة سلفا. وتستخدم لهذه الغاية الطريقة الكلسية الصوديومية والمفاعل المزيل لعسر الماء مثل

الجير المطفأ $Ca(OH)_2$ وكربونات الصوديوم اللامائية (Na_2CO_3) وينحصر تأثير الجير المطفأ في أنه يحول بايكربونات الكالسيوم والمغنيسيوم إلى حالة غير قابلة للذوبان ويقيد حامض الكربونيك الحر، أما كربونات الصوديوم اللامائية فإنها تتفاعل مع كبريتات الكالسيوم والمغنيسيوم وتحولها إلى كربونات غير قابلة للذوبان. وعموما فإن تحديد صلاحية الماء للغلايات البخارية يعتمد على تفسير تكون القشرة الكلسية على جدران الغلايات البخارية نتيجة لترسب $CaSiO_3, CaO, CaSO_4, CaCO_3, Mg(OH)_2$ Fe_2O_3, Al_2O_3 في الماء وطبقة القشرة الكلسية تخفض قيمة معامل كفاءة الغلاية وتقلل من موصليتها للحرارة وبذلك يزداد استهلاك الوقود. كذلك فإن المياه المشبعة بثاني أكسيد الكربون وكبريتيد الهيدروجين تتميز بقدرة أكالة كبيرة جدا. لذلك تستخدم في أحواض صرف المياه المشبعة بثاني أكسيد الكربون مواسير من حديد الزهر ولأحواض المياه المشبعة بكبريتيد الهيدروجين تستخدم مواسير من اسمنت الاسبستوس من مختلف أنواع البلاستيك أو من الفولاذ غير القابل للصدأ. ويمكن للمياه الجوفية أن تكون أكالة بالنسبة للخرسانة. والفعل الأكال للماء يتمثل في تهديم الخرسانة نتيجة تبلور مركبات جديدة مع ما يرافق ذلك من زيادة في الحجم. وباختصار فإن المياه الجوفية ذات النوعية الرديئة يجب معالجتها وتكييفها حتى تصبح ملائمة لغرض ما. ويجب مراقبتها باستمرار.

Table 10.3 Standards and criteria for drinking water in mg/l (see text for sources and references)

Substance or property	Public Health Service, 1962		EPA interim 1975	World Health Org. 1963		Nat. Acad. Sci., Nat. Acad. Eng., 1972
	Desirable max. limit	Absolute max. limit		Max. accept-able	Max. allow-able	
Alkyl benzyl sulfonate (ABS, LAS, methylene—blue active substances)	0.5			0.5	1	0.5
Ammonium nitrogen						0.5
Arsenic	0.01	0.05	0.05		0.05	0.1
Barium		1	1		1	1
Cadmium		0.01	0.01		0.01	0.01
Calcium				75	200	
Chloride	250			200	600	250
Chromium (hexavalent)		0.05	0.05		0.05	0.05
Color (Pt-Co units)				5	50	75
Copper	1			1	1.5	1
Cyanide	0.01	0.2			0.2	0.2
Fluoride*	0.6-0.9	0.8-1.7	1.4-2.4			1.4-2.4
Iron (Fe^{3+})	0.3			0.3	1	0.3
Lead		0.05	0.05		0.05	0.05
Magnesium				50	150	
Magnesium and sodium sulfates				500	1000	
Manganese (Mn^{2+})	0.05			0.1	0.5	0.05
Mercury			0.002			0.002
Nitrate nitrogen†	10		10			10
Nitrite nitrogen						1
Organics:						
Carbon chloroform extract	0.2			0.2	0.5	0.3
Carbon alcohol extract						1.5
Pesticides:						
Aldrin						0.001
Chlordane						0.003
DDT						0.05
Dieldrin						0.001
Endrin			0.0002			0.0005
Heptachlor						0.0001
Heptachlor epoxide						0.0001
Lindane			0.004			0.005
Methoxychlor			0.1			1
Toxaphene			0.005			0.005
Organo phosphorus and carbamate insecticides						0.1
Herbicides:						
2,4-D			0.1			0.02
2,4,5-TP (Silvex)			0.01			0.03
2,4,5-T						0.002
pH (units)				7-8.5		5-9
Phenolic compounds (as phenol)	0.001			0.001	0.002	0.000001
Selenium		0.01	0.01		0.01	0.01
Silver		0.05	0.05			
Sulfate	250			200	400	250
Total dissolved solids	500			500	1500	
Zinc	5			5	15	5

* Maximum fluoride levels are given in relation to annual average daily maximum air temperature, because ingestion of water increases with temperature. The following range is recommended by the National Academy of Sciences and National Academy of Engineering (1972):

26–32°C	1.4 mg/l F
22–26°C	1.6
18–22°C	1.8
15–18°C	2.0
12–15°C	2.2
10–12°C	2.4

† Nitrate-nitrogen limits are also expressed in terms of nitrate (10 mg/l NO_3-N corresponds to 45 mg/l NO_3).

مقاييس مياه الشرب التي اعتمدها مركز الرعاية الصحية الأميركية والمواصفات التي وضعتها منظمة الصحة العالمية لمياه الشرب (ملجم/ لتر)

(جدول ٣-١٠) (من Bouwer 1978)

GEOLOGIC AND HYDROGIOLOGIC CLASSIFICATION OF THE ROCK UNITS IN JORDAN

GEOLOGICAL TIME SCALE			
ERA	SYSTEM		EPOCH
CENOZOIC	QUATERNARY		HOLOCENE
			PLEISTOCENE
	TERTIARY		PLIOCENE
			MIOCENE
			OLIGOCENE
			EOCENE
			PALEOCENE
MESOZOIC	CRETACEOUS	UPPER	MAESTERICHTIAN
			CAMPANIAN
			SANTONIAN
		MIDDLE	TURONIAN
			CENOMANIAN
		LOWER	ALBIAN
			ABTIAN
			NEOCOMIAN
	JURASSIC		PORTLANDIAN
			OXFORDIAN
			COLLOVIAN
			BATHONIAN
			BAJOCIAN
			LIASSIC
	TRIASSIC		KEUPER
			MUSCHELKALK
			BUNTSANDSTEIN

GROUP	FORMATION	SYMBOL	ROCK TYPE	THICKNESS RANGE m	AQUIFER POTENTIALITY
JORDAN VALLEY	Alluvium	Qal	Soil, Sand and Gravel	?	Good to Excellent
	Lison	JV3	Marl, Clay and evaporites	300 +	Poor
	Samra Neogene	JV1-2	Conglomerate with Silicious Cement and Sand and Gravel	100 - 350	Fair
BELQA	W Shalla	B5	Limestone, Chalky and Marly with Glauconite	350 +	Poor
	Rijam	B4	Chert and Limestone	30 - 50	Good
	Muwaqqar	B3	Chalk, Marly Chalk and Marl	300 +	Poor
	Ammon	B2	Chert, Limestone with phosphate	30 - 120	Excellent
	Ruseifa	B1	Chalk, Marl and Marly Limestone	0 - 75	Poor
AJLUN	Wadi Sir	A7	Limestone, Dolomitic, Some Chert	65 - 100	Excellent
	Shueib	A5/6	Limestone, Marly Limestone	70	Fair to Poor
	Hummar	A4	Dolomite, Dol. Limestone	60 - 120	Good to Fair
	Fuheis	A3	Marl and Marly Limestone	80 - 120	Poor
	Naur	A1/2	Limestone, Dol. L.S., Marly L.S.	250 - 350	Good
KURNUB	Subeihi	K2	Sand, Shale, Clay and Sandy Limestone	230-270	Poor
	Aarda	K1	Sandstone, Marl and Shale		
? ZARQA	Huni	Z2	Limestone, Marlstones, Sandstone and Shale	200-250	Poor
	Main	Z1	Limestones, Shale, Sandstones and evaporites	?	

الفصل الحادي عشر

مصادر المياه في الأردن

(١-١١) مقـــدمـــة :-

تشكل المملكة الأردنية الهاشمية بما فيها الجزء المغتصب من فلسطين وحدة جغـرافية تامـة مع بلاد الشـام الشـمالية من حيث تضـاريسها ونباتاتها وسكانها وأهـدافهـا. ويقـع الأردن بين خطي عرض ٢٩°-٣٣° شمالاً وبين خطي طول ٣٤°-٣٩° شرقاً. مما جعله يتصف بمناخ معتدل يميل إلى الصحراوي ويعتبر من المناطق الجافة وشبه الجافة التي تتميز بقلة الأمطار وارتفاع نسبة التبخر. ويحتل مناخ الضفة الشرقية للأردن موقعاً متوسطاً بين مناخ البحر الأبيض المتوسط والمناخ الصحـراوي الجاف وغالباً ما يتأثر بكتل هوائية رطبة قادمة من الغرب والشمال الغـربي في فصـل الشتـاء، وبـرياح صحراوية جافة قادمة من الشرق والجنوب الشرقي والجنوب الغربي في فصل الصيف. وغالباً ما يكون الاتجاه العام للرياح من الغـرب والجنوب الغربي. وتتراوح درجة الحرارة من بضعة درجات مئوية في فصل الشتاء إلى حوالي ٤٦ درجة مئوية في فصل الصيف. وتختلف كميات الأمطار الساقطة في المنطقة حسب الزمان والمكان، فهي تسقط خلال الفترة ما بين شهري تشرين أول وأيار، وتسقط حوالي ٨٠٪ من الأمطار السنوية ما بين شهري كانون أول وآذار ويتراوح معدل الأمطار السنوية التي تسقط على الأردن أقل من ٥٠ ملم في الصحراء الشرقية ووادي الأردن إلى ٦٠٠ ملم فوق مرتفعات عجلون. ويمكن تقسيم الأردن حسب كميات الأمطار الساقطة سنوياً إلى المناطق المبينة في الجدول ص٤٢٠.

٢-١١ جيولوجية الأردن :-

إن دراسـة وتحليل أنـظمة المياه السطحية الجوفية في أية منطقة تعتمد على الظروف والتراكيب الجيولوجية التي تشكل الوسط الذي تجري فيه أو عليه هذه

نوع المنطقة	معدل سقوط الأمطار مم/ سنة	المساحة كم٢	النسبة المئوية للمساحة من مساحة الأردن الكلية
شبه رطبة	٥٠٠-٦٠٠	١٠٠٠	١,١٪
شبه جافة	٣٠٠-٥٠٠	١٧٠٠	١,٨٪
هامشية	٢٠٠-٣٠٠	٥٣٠٠	٥,٧٪
جافة	أقل من ٢٠٠	٨٤٦٠٠	٩١,٤٪
المجموع		٩٢٦٠٠	١٠٠٪

المياه. ونحن في صدد الحديث عن مصادر المياه في الأردن لا بد من إلقاء الضوء بشكل مختصر على جيولوجية الأردن وبخاصة على التراكيب الجيولوجية وتتابعها الطبقي ولمزيد من المعلومات ينصح بالرجوع إلى كتاب جيولوجيا الأردن للدكتور عبد القادر عابد.

لقد غمرت البحار في العصور الجيولوجية القديمة منطقة الأردن والبلدان المجاورة عدة مرات تخللتها عدة انحسارات وتذبذب في شواطىء هذه البحار وحصل آخر انحسار وتراجع للبحر عن الأردن قبل حوالي ٤٠ مليون سنة وحدثت حركات أرضية قبل حوالي ٣٠ مليون سنة على منطقة امتدت لحوالي ٥٠٠٠ كم طولاً من شمال سورية في اتجاه الجنوب وحتى باب المندب شرق أفريقيا ونتج عنها فوالق كبيرة (faults) وهبوط في بعض المناطق وطيات مختلفة (folds) واندفاع لطفوح بركانية. ويشكل وادي الأردن والبحر الميت ووادي عربة وخليج العقبة جزءاً من المنطقة التي هبطت، ويعتبر البحر الميت أكثر المناطق انخفاضاً إذ يبلغ منسوب قعره ٧٩٠ م تحت سطح البحر المتوسط. وقد كان لتكون المنخفض التركيبي في وادي الأردن والبحر الميت ووادي عربة أثر كبير على وضع المياه الجوفية والسطحية للأردن حيث يشكل هذا المنخفض اخدود صرف طبيعي لهذين المصدرين المائيين. وينساب حوالي ٨٠٪ من مصادر المياه الجوفية والسطحية للأردن باتجاه هذا المنخفض سواءً فوق سطح الأرض عبر الأودية والأنهار أو تحت سطح الأرض كمياه جوفية، وقد ساعد هذا الوضع على تكون عدد من الفوالق الأرضية وما

صاحب ذلك من كسور ثانوية زادت من نفاذية الصخور الحاملة للمياه الجوفية وساعد على تكون أنظمة الجريان السطحي الطبيعي (أودية). ويظهر في الجدول (١-١١) التصنيف الجيولوجي والهيدروجيولوجي للوحدات الصخرية في الأردن الذي اعتمد على مقياس الزمن الجيولوجي. وتتكون الوحدات الصخرية في الأردن اعتباراً من الأسفل باتجاه الأعلى حسب العمر من المجموعات التالية. مع العلم أن المجموعة الأولى لم تذكر في الجدول (١-١١) والتسميات المحلية تختلف من مرجع إلى آخر بسبب غياب التنسيق بين مختلف الباحثين في هذه التسميات وحدودها.

١ ـ مجموعة صخور البريكامبري وتشمل:-

أ ـ مجموعة صخور الركيزة أو القاعدة.

تسمى صخور البريكامبري المبكر بصخور الركيزة أو القاعدة ويرمز لها بالرمز BC وتتكون من الجرانيت والجرانوديوريت والكوارتزديوريت والهورنبلديت وهورنبلد جابرو (صخور قاعدية وفوق قاعدية وتوجد بشكل صغير جدا إلى الغرب من جبل المهتدي في وادي عربة شمال العقبة) ومن القواطع القاعدية والحامضية مثل تلك الموجودة في أودية وادي عربة. وتمثل الصخور المتحولة التي تعتبر من أقدم صخور البريكامبري في الأردن جزءاً صغيراً جداً من صخور الركيزة وينكشف معظمها بشكل قليل في الأودية الشرقية لوادي عربة.

ب ـ كونجلوميرات السرموج والأردواز والجروك.

تسمى هذه الصخور بصخور البريكامبري المتأخر ويرمز لها بالرمز S وتتكشف في أكثر من مكان في الركيزة الأردنية وخاصة في وادي عربة ويأتي تحتها صخور الجرانيت المكونة للبريكامبري في الأردن وتتكون الكونجلوميرات من حبات مستديرة ومتعددة الألوان من صخور متحولة وشبه متحولة مثل الجرانيت والكوارتز ديوريت وغيرها وتوجد ملتحمة مع بعضها بمادة رملية وفوق صخور السرموج توجد صخور الأردواز والجروك وتظهر تكشفات هذه الصخور في منطقة وادي برقة (٥٥ كم شمال العقبة) وشرق غور الصافي.

OLOGIC CLASSIFICATION
NITS IN JORDAN

ROCK TYPE	THICKNESS RANGE m	AQUIFER POTENTIALITY
Soil, Sand and Gravel	?	Good to Excellent
Marl, Cley and evaporites	300 +	Poor
Conglomerate with Silicious Cement and Sand and Gravel	100 - 350	Fair
Limestone, Chalky and Marly with Glauconite	350 +	Poor
Chert and Limestone	30 - 50	Good
Chalk, Marly Chalk and Marl	300 +	Poor
Chert, Limestone with phosphate	30 - 120	Excellent
Chalk, Marl and Marly Limestone	0 - 75	Poor
Limestone, Dolomitic, Some Chert	65 - 100	Excellent
Limestone, Marly Limestone	70	Fair to Poor
Dolomite, Dol. Limestone	60 - 120	Good to Fair
Marl and Marly Limestone	80 - 120	Poor
Limestone, Dol. L.S., Marly L.S.	250 - 350	Good
Sand, Shale, Clay and Sandy Limestone Sandstone, Marl and Shale	230-270	Poor
Limestone, Marlstones, Sandstone and Shale	200-250	Poor
Limestones, Shale, Sandstones and evaporites	?	

جدول (١-١١) التصنيف الجيولوجي والهيدروجيولوجي للوحدات الصخرية في الأردن

GEOLOGIC AND HYDROGI
OF THE ROCK U

GEOLOGICAL TIME SCALE				GROUP	FORMATION	SYMBOL
ERA	SYSTEM		EPOCH			
CENOZOIC	QUATERNARY		HOLOCENE	JORDAN VALLEY	Alluviam	Qal
			PLEISTOCENE		Lisan	JV3
	TERTIARY		PLIOCENE		Samra Neogene	JV1-2
			MIOCENE			
			OLIGOCENE			
			EOCENE	BELQA	W. Shalla	B5
			PALEOCENE		Rijam	B4
MESOZOIC	CRETACEOUS	UPPER	MAESTERICHTIAN		Muwaqqar	B3
			CAMPANIAN		Amman	B2
			SANTONIAN		Ruseifa	B1
		MIDDLE	TURONIAN	AJLUN	Wadi Sir	A7
					Shueib	A5/6
			CENOMANIAN		Hummar	A4
					Fuheis	A3
					Naur	A1/2
		LOWER	ALBIAN	KURNUB	Subeihi	K2
			ABTIAN			
			NEOCOMIAN		Aarda	K1
	JURASSIC		PORTLANDIAN			
			OXFORDIAN	? ZARQA	Huni	Z2
			COLLOVIAN			
			BATHONIAN			
			BAJOCIAN			
			LIASSIC			
	TRIASSIC		KEUPER		Main	Z1
			MUSCHELKALK			
			BUNTSANDSTEIN			

٢ ـ مجموعة صخور الباليوزيك:

تشكل هذه المجموعة صخور حقب الحياة القديمة (الباليوزويك) وتنتشر في جنـوب الأردن، جنوب وجنوب شرق رأس النقب وعلى الجانب الشرقي لوادي عربة تشكل عدم توافق فوق صخور البريكامبري النارية والمتحولة (عابد ١٩٨٢) وتقسم هذه المجموعة إلى التكاوين التالية:ـ

أ ـ تكوين سالب أو تكوين الحجر الرملي الأركوزي المتطبق.

يرمز لهذا التكوين بالرمز D1 ويوجد في شمال وادي عربة وجنوب شرق البحر الميت ويتكون من حجر جير البرج ومن الحجر الرملي الأبيض الناعم ومن الحجر الـرملي الأركوزي المتطبق ومن كونجلوميرات الأساس، وفي جنوب الأردن مثل وادي رم يتكون من الحجر الرملي الأركوزي مع قليل من كونجلوميرات الأساس التي قد لا توجد في كثير من الأحيان (عابد ١٩٨٢).

ب ـ تكوين عشرين أو تكوين الحجر الرملي الكتلي بني التجوية.

ويرمز لهذا التكوين بالرمز D2 وتتراوح سماكته بين ٣١٠-٣٤٠م ويتميز بوجود الحجر الرملي الكوارتزي والحجر الرملي ناعم إلى متوسط الحبيبات وتوجد طبقات رقيقـة من الغـرين أو الـطين في وسط التكـوين ويحتوي الجزء العلوي منه على الحبيبات والحصى (عابد ١٩٨٢).

جـ ـ تكوين الديسي أو تكوين الحجر الرملي الكتلي أبيض التجوية.

يعادل هذا التكوين حجر رمل رم ويمكن تسميته بتكوين رم ويرمز له بالرمز D3 وهو يغطي حزاماً عريضاً يمتد من رأس النقب إلى قاع الديسي وإلى جبل أم سهم على الحدود السعودية وتتراوح سماكته ما بين ٣٥٠-٣٦٠ م ويتكون من حجر رملي كوارتـزي أبيض متـوسط إلى خشن الحبيبـات ويعتبر متوسط إلى ضعيف التماسك وينعدم فيه الفلسبار تقريباً. ويمكن تمييزه بسهولة عند تكوين سهم. ويعتبر من أقدم الصخور الحاملة للمياه في الأردن ويشكل نظاماً مائياً يعتقد أنه يمتـد أسفـل الأنـظمة المائية الأخرى جميعها تحت كافة مساحة الضفة الشرقية

للأردن. وحيث تتكشف هذه الطبقات في جنوب الأردن فقط فهي تشكل أهم الموارد المائية العذبة في تلك المنطقة.

د ـ تكوين سهم أو تكوين الحجر الرملي الطبقي بني التجويه.

يرمز لهذا التكوين بالرمز D4 ويتكون من حجر رملي كوارتزي (كوارتز ارينايت) ناعم إلى خشن الحبيبات ويعتبر التكوين بشكل عام متجانس وتوجد صخوره ابتداءً من رأس النقب وعلى شكل حزام إلى الجنوب الشرقي ماراً بقاع الغال وحتى جبال أم سهم على الحدود السعودية (عابد ١٩٨٢).

هـ ـ تكوين خريم.

يرمز لهذا التكوين بالرمز KH1 وتتكون صخوره من صخور رملية تتميز عن سابقتها باحتوائها على نسبة أعلى من الطين بحيث يمكن أن توصف في بعض أجزائها بالغضار بينما هي في أجزاء أخرى تعاقب صخور رملية مع غضارية (عابد ١٩٨٢).

و ـ تكوين المدورة.

ويرمز لهذا التكوين بالرمز KH2 . ويتكون كسابقه من غضار رملي ويتألف من وحدة الحجر الرملي النوتليدي ومن وحدة الحجر الرملي الكونبيولاري.

٥ ـ مجموعة الزرقاء Zerqa Group

لقد سميت صخور عصر الترياسي مع صخور عصر الجوراسي الذي يعلوه بمجموعة الزرقاء وقسمت هذه المجموعة إلى تكوينين سفلي يعرف بتكوين ماعين أو Z1 ويمثل العصر الترياسي ويتكون من الحجر الجيري والغضار والحجر الرملي والمتبخرات، وعلوي يدعى بتكوين الهونة أو العزب أو Z2 ويمثل العصر الجوراسي ويتكون من الحجر الجيري المارلي والحجر الرملي والغضار وتتراوح سماكته ما بين ٢٠٠-٢٥٠ متر. وتتكشف الصخور التابعة لعصر الترياسي في المنطقة الواقعة بين وادي زرقاء ماعين أو حمامات ماعين ووادي الكفرين وتقل سماكتها تدريجياً كلما

اتجهنا نحو الجنوب إلى أن تختفي تماماً في وادي الموجب حيث يغطي رمل الكرنب صخـور الكـامبري الرملية، وإلى الشمال من وادي حسبان تزداد سماكة إلا أنها تتغطى برسوبيات حديثة. أما رسوبيات العصر الجوراسي فتتكشف في منطقة نهر الزرقاء ابتداء من جسر جرش القديم غربا وحتى الغور وتشمل هذه المنطقة أجزاءً من جبـال العارضة وعين خنيزير والوديان العميقة إلى الشمال والغرب والجنوب الغربي من عين خنيزير ويوجد انكشاف آخر يقع على بعد بضعة كيلومترات إلى الغرب من ماحص وهو انكشاف صغير لا تزيد سماكته على ٤٠م تعلوه مباشرة رسوبيات كونجلوميرات الأساس التابعة للكريتاسي السفلي. وتجدر الإشارة إلى أن الـترياسي السفـلي أو ما يدعى تكوين حمرة ماعين يتميز بوجود الصخور الرملية الحمـراء البنفسجية في شمال شرقي البحر الميت بينما يتميز الترياسي الأوسط أو مايدعى تكوين حجر جير حسبان بوجود حجر جيري كتلي يحوي المستحاثات وآثار المستحـاثـات في حين يتميز الترياسي العلوي أو مايدعى تكوين الجبص بوجود ٢٠-٤٠ م جبص كتلي في مجرى نهر الزرقاء مع قاطع بركاني (عابد ١٩٨٢). مع العلم أن مجوعـة الزرقاء الثانية (Z2) تكون نظاماً مائياً في الأردن وينحصر وجود طبقات هذا النظام في الجزء الشمالي من الأردن وتتكشف على طول الجزء السفلي من نهر الزرقاء. وتوجد المياه الجوفية في هذا النظام تحت ضغط ارتوازي وتتميز بملوحـة عالية نسبياً (حوالي ٣٠٠٠ جزء في المليون) وقد حفرت فيه حديثاً آبار ارتوازية متدفقة ذات انتاجية عالية (حوالي ٢٠٠٠م٣/ساعة).

٣ ـ مجموعة صخور الكرنب الرملي Kurnub Sandstone

تتكـون هذه المجموعة من صخور رملية حطامية في أغلب الأحيان وتبلغ سماكة هذه الصخور في شمال الأردن ٣٠٠ م تقريباً ولها ألوان متعددة مثل الأحمر والبنفسجي والأصفـر والأبيض ويغلب عليهـا الحبـات الناعمة وغالباً ما يكون التطبق عدسي حيث يبدأ عادة بحبات خشنة وينتهي بحبات ناعمة أو بالغرين أو الصلصال ونلاحظ وجود التطبق المتقاطع وتتميز هذه الصخور في شمال الأردن بوجود مستويات جيرية بحرية أما في وسط وجنوب الأردن فإن سماكة صخور رمل الكرنب تنقص باستمرار ويتغير عمرها نحو الأحداث وقد قسم بندر هذه الصخور

في جنوب الاردن ووسطه إلى قسمين الأول سفلي وهو أبيض كتلي والآخر علوي وهو متعدد الألوان. وتبلغ سماكة الجزء السفلي في منطقة زرقاء ماعين حوالي ١٨٠م والجزء العلوي ١٥٠م. أما في شمال الأردن فإن الجزء السفلي لا يختلف عن العلوي ويعتبر امتداداً له إلا أن الجزء السفلي الكتلي الأبيض خشن الحبات ويضم عدسات من حصى الكوارتز ويوجد بينه وبين الصخور التي تعلوه نوع من عدم التوافق (عابد ١٩٨٢).

إن غالبية صخور الكرنب الرملي تتبع العصر الكريتاسي الأسفل وهي ليست كذلك دائماً وبالنظر إلى الشكل (١-١١) تقسم هذه المجموعة إلى تكوين العارضة ويرمز له بالرمز K1 ويتكون من الحجر الرملي والمارل والغضار وتكوين صبحية ويرمز له بالرمز K2 ويتكون من الرمل والغضار والطين والحجر الجيري الرملي. وتشكل مجموعة صخر الكرنب احدى أنظمة المياه الجوفية في الأردن وتعتبر المياه الجوفية في هذا النظام ذات ملوحة عالية نسبياً (١٥٠٠ - ٣٠٠٠ جزء في المليون) ما عدا المناطق التي تتغذى مباشرة من مياه الأمطار مثل حوض البقعة ومنطقة جرش ودبين ووادي الكفرين.

وتجدر الاشارة إلى أن نظام مجوعة صخور الديسي الباليوزوي ونظام مجموعة الزرقاء الثانية ونظام صخر الكرنب الرملي يمكن اعتبارها كنظام واحد يسمى بالنظام المائي الرملي العميق ويشكل هذا النظام خزاناً مائياً هائلاً يمتد إلى كافة أنحاء المملكة غير أن ازدياد عمقه في معظم المناطق وزيادة ملوحة مياهه تجعلان عملية استغلاله صعبة وغير اقتصادية أحياناً. مع العلم بأن جزءاً من مياه هذه الأنظمة يظهر في الأودية العميقة التي تصب في البحر الميت ويجري جزء آخر باتجاه حوض السرحان إلى الأراضي السعودية.

٤ ـ مجموعة عجلون Ajlun group

تتبع صخور هذه المجموعة إلى العصر الكريتاسي الأوسط والأعلى ويتميز هذا العصر بتجاوز كبير نحو الجنوب والجنوب الشرقي من المنطقة وتغطي صخوره أقصى جنوب شرق الأردن حيث تغلب الصخور الجيرية على الجزء السفلي من هذا العصر بينما يصبح الصوان والفوسفات أكثر أهمية نحو الأعلى وتعتبر الصخور

الرملية قليلة الوجود إلا في الأجزاء الجنوبية الشرقية من الأردن حيث تقل سماكة صخور هذا العصر إجمالاً (عابد ١٩٨٢).

وقد قسم كونيل ١٩٥١ صخور هذا العصر إلى مجموعتين سفلية قديمة وتدعى مجموعة عجلون وعليا حديثة وتدعى مجموعة البلقاء. وتقسم مجموعة عجلون إلى سبعة تكاوين هي :-

أ- تكوين ناعور A1-2

يتكون هذا التكوين من الحجر الجيري والمارلي والحجر الجيري الدولوميتي وقد قاس المصري ١٩٦٣ مقطعاً لهذا التكوين في منطقة ناعور وكان على النحو التالية (عابد ١٩٨٢).

- غضار داكن وسماكته	٥ أمتار
- مارل وسماكته	١٠ أمتار
- حجر جيري رمادي وسماكته	١٤ متر
- غضار رمادي داكن وسماكته	٨ أمتار
- مارل وسماكته	١٠ أمتار
- حجر جيري رمادي وسماكته	٥٢ متر
- حجر جيري دولوميتي وسماكته	١٨ متر
- غضار رمادي وسماكته	١٠ أمتار
- مارل رملي وسماكته	٢٣ متر
المجموع	٢٢٠ متر

مع العلم أن هذا التكوين يشكل طبقات مائية جيدة ويعلوه تكوين الفحيص.

تكوين الفحيص A3

يتكون من المارل والحجر الجيري المارلي وجاء اسمه من الصخور المتكشفة

في منطقة الفحيص وتبلغ سماكة المقطع المثالي ٨٠ م على النحو التالي (Barker 1969)

- حجر جيري رمادي وبني باهت رقيق الطبقات وتبلغ سماكته	٨ أمتار
- مارل أخضر زيتوني وتبلغ سماكته	١٠ أمتار
- حجر جيري رمادي وبني باهت رقيق الطبقات وتبلغ سماكته	٧ أمتار
- مارل أخضر زيتوني وتبلغ سماكته	٩ أمتار
- طباشير وتبلغ سماكته	١٠ أمتار
- مارل أخضر زيتوني وبه مستحاثات وتبلغ سماكته	١٧ متر
- حجر جيري رمادي وبني باهت رقيق الطبقات وتبلغ سماكته	٧ أمتار
- مارل زيتوني أخضر به مستحاثات وتبلغ سماكته	١٢ متر
المجموع	٨٠ متر

مع العلم بأن سماكة هذا التكوين في شمال الأردن تتراوح ما بين ٧٠-٩٠ متر. ويعتبر تكوين حاجز للماء ويقع تكوين الحمّر فوق هذا التكوين.

تكوين الحمّر A4

تبلغ سماكة المقطع المثالي لهذا التكوين ٦٥ متراً ويتكون من حجر جيري دولوميتي رمادي فاتح وداكن ويوجد في شمال غرب الأردن ويتلاشى تدريجياً حتى يختفي في وادي الموجب ليعلوه تكوين شعيب. وأول من أطلق عليه هذا الاسم هو المصري (١٩٦٣) نسبة إلى منطقة الحمّر ويتميز بقلة كمية المار والغضار ويعتبر من الطبقات المائية الجيدة إلى المتوسطة.

د ـ تكوين شعيب A5/6

يقسم هذا التكوين إلى قسمين وكما يلي :ـ

A6 ـــ حجر جيري أبيض ورمادي مبلور وكتلي مع حطام المستحاثات عند أسفله وتبلغ سماكته ٢١ متر.

A5 ـــ حجر جيري رمادي رقيق التطبق ناعم إلى متوسط الحبات جزئياً يحوي مستحاثات يتعاقب مع طبقات المارل ويقع أسفله تكوين الحمّر. وتعتبر كمية المارل ميزة لهذا التكوين عن تكوين الحمّر حيث يحتوي في كثير من الأحيان على طبقات من الغضار الأسود والمارل وتجدر الاشارة إلى أنه من الصعب التمييز بين الجزئين A6, A5 لذلك يشار إلى هذا التكوين A5/6 ويعتبر تكوين مائي متوسط إلى فقير.

هـ ـ تكوين وادي السير A7

يتألف هذا التكوين من طبقات متتالية من الحجر الجيري الكتلي رقيق التطبق مع بعض عقيدات وطبقات الصوان ويغلب على جزئه السفلي الحجر الجيري الصلب والكتلي ويعلوه تكوين البلقاء الأولى B1 المميز بلونه الأبيض الطباشيري ويمكن دمج التكوينين معاً بما يسمى بالوحدة الجيرية الكتلية(A7/B1)ويعتبر هذا التكوين من الطبقات الحاملة للماء الهامة في الأردن وتتراوح سماكته ما بين ٦٥-١٠٠م.

٥ ـ مجموعة البلقاء Belqa group

تتبع صخور هذه المجموعة إلى عصر الكريتاسي الأعلى وتتكون من التكاوين التالية :ـ

أ ـ تكوين الرصيفة B1

يقع هذا التكوين فوق تكوين وادي السير ويتميز بلونه الأبيض الطباشيري وكما ذكرنا سابقاً يمكن دمج هذا التكوين مع تكوين والدي السير A7 بما يسمى

بالوحدة الجيرية الكتلية A7/B1 ويتميز حد هذا التكوين العلوي بظهور طبقات الصوان بكثرة وتبلغ سماكته في منطقة عمان وشمالها ٨٠-٩٠م وتبلغ في وادي الموجب ١٢٨م وفي وادي موسى ١٠٨م مع ظهور الرسوبيات الرملية فيه (عابد ١٩٨٢.

ويعتبر هذا التكوين طبقة مائية متغيرة.

ب - تكوين عمان B2

يقع هذا التكوين فوق تكوين الرصيفة ويتميز عما قبله بوجود طبقات الصوان ويصل سمكها إلى ٢ متر في مناطق الرصيفة وعمان وأكثر من ٥ متر من طبقات رقيقة ومتموجة كما في القطرانة والموجب ويعرف حدها السفلي بظهور طبقات من الصوان فوق صخر الحجر الجيري الكتلي بنسب مختلفة وفوق ذلك فمرة يكون الصوان هو السائد وأخرى يكون الحجر الجيري الكتلي هو السائد. يضاف إلى ذلك نسباً مختلفة من طبقات الفوسفات وتوجد في منطقة اللجون والكرك والموجب وفي وسط الأردن مستويات مختلفة من السيليكا الطرية البيضاء وتوجد في الموجب بعض طبقات الفوسفورايت ويقسم هذا التكوين إلى وحدة الجيرة السليسية تعلوها وحدة الفوسفورايت (عابد ١٩٨٢) وتجدر الاشارة إلى أن هذا التكوين يعتبر من الطبقات المائية الممتازة.

جـ - تكوين الموقر B3

يعادل هذا التكوين وحدة المارل الطباشيرية وهي تعلو وحدة الفوسفورايت بانقطاع صخري واضح ويتمثل هذا الانقطاع باختفاء صخور الصوان والفوسفورايت ويسود بدلها صخور المارل والطباشير ذات اللون المصفر والرمادي الأخضر أو الزهري الفاتح وتحتوي أحياناً على بعض الطبقات الرقيقة من الصوان أو الجبص مع عقد جيرية ضخمة. وتتغير سماكة هذا التكوين فهي في جنوب شرق الأردن ١٠م وفي المناطق المحاذية لوادي عربة وغور الأردن ٩٠م. وفي منطقة نهر اليرموك ووادي الشلالة تزيد عن ٢٥٠م وفي الأحواض الممتدة شمال وشمال غرب مثل حوض الأزرق وحوض الجفر تزيد عن ٤٥٠متر وصخور هذا التكوين في كثير

من منـاطق الأردن ذات لون أسـود غامق ونـدعـوه محلياً بالصخر الزيتي (عابد ١٩٨٢). ويعتبر هذا التكوين من الطبقات الفقيرة لحمل الماء وإعطائه.

د ـ تكوين الرجام B4

ويطلق على هذا التكـوين اسم الحجر الجيري الصواني وهو يتبع لصخور السينوزويك ويعلو وحدة الطباشير المارلية ويتميز عنها بإنقطاع ليتولوجي واضح حيث تبدأ طبقات رقيقة من الصوان في الظهور تتعاقب مع طبقات من الحجر الجيري وفي كثير من الأحيان تسود الطباشير أو الحجر الجيري المارلي وخاصة في الأجـزاء العليا من التكـوين (عابد ١٩٨٢). ويشكل هذا التكوين نظاماً هاماً للمياه الجوفية في الأردن وتتكشف طبقات هذا النظام في المرتفعات الجبلية المحاذية لمنخفض وادي الأردن ووادي عربة ذات الهطول المطري المرتفع نسبياً حيث تتم تغذية الطبقات المائية من مياه الأمطار وتتحرك معظم المياه الجوفية في هذا النظام باتجاه المنخفض بينما يتحرك الباقي شرقاً بإتجاه الصحراء وتعلو هذا النظام طبقة من الصخـر الحوري ذات نفاذية قليلة مما يجعل المياه الارتوازية في هذه المناطق محصـورة تحت ضغط ارتـوازي ويتخلل الصخور الجيرية الصلبة في هذا النظام طبقات جيرية حورية ذات نفاذية قليلة نسبياً مما يخلق ظروفاً ارتوازية في كثير من المناطق تسبب تدفق المياه الجوفية إلى سطح الأرض تحت تأثير الضغط الارتوازي وتعتبر ملوحة المياه الجوفية في هذا النظام جيدة وتتراوح بين ٥٠٠-١٠٠٠ جزء في المليون ونظراً لقلة العمق (نسبياً) إلى الطبقات المائية في هذا النظام وعذوبة مياهه فإنه أصبح مستغلاً لدرجة كبيرة وخاصة لأغراض الشرب ويتفاوت إنتاج الآبار المحفورة في هذه الطبقات كثيراً من بضعة أمتار مكعبة إلى عدة آلاف من الأمتار المكعبة في الساعة ويعلو هذا النظام في مناطق محدودة طبقة من الصخر الجيري الطباشيري كتلك الموجودة في أواسط حوض الأزرق وحوض الجفر ويبلغ متوسط سماكتها حوالي ٤٠ متراً. وهي ذات نفاذية جيدة وتشكل طبقات مائية هامة في هذه المناطق. وتجدر الاشارة إلى أن سماكة هذا التكوين تتراوح ما بين ٢٠-٤٠م ما عدا منطقة وادي الشلالة شمال اربد فتصل مابين ٢٠٠-٢٢٠م. وتحتوي جزئياً على البيتومين (عابد ١٩٨٢).

٦ ـ مجموعة وادي الأردن :ـ

أشارت بعض المراجع إلى هذه المجموعة وقسمتها إلى تكوين سمرا (JV1-2) ويحتوي على الكونجلوميرات مع مواد اسمنتية سليكاتية ورمل وحصى ، وتكوين اللسان (JV3) ويحتوي على المارل والطين والمتبخرات ، وتكوين الرسوبيات الحديثة (Qal) المكون من التربة والرمل والحصى في حين لم تشر بعض المراجع إلى اسم هذه المجموعة بل تابعت شرح صخور السينوزويك التي تعلو وحدة الجير الصوانية أو B4 كما يلي مرتبة حسب العمر.

تكوين الكونجلوميرات السفلى :

ويحتوي على المارل والمارل الرملي وطبقات وعدسات الكونجلوميرات التي يزيد حجم حباتها على ٢مم وعلى الصوان وطبقات من الحجر الجيري الناعم وتكون نسبة المارل هي السائدة فقط في الجزء السفلي ثم تتساوى في الثلث العلوي إلى أن تصبح الكونجلوميرات هي السائدة نهائياً وبدون مارل على السطح العلوي لهذا التكوين ويوجد هذا التكوين في منطقة وادي عربة فقط (عابد ١٩٨٢) .

تكوين أصدم:

ويتكـون من أكثر من ٤٠٠٠ م من الملح الصخري والغضار والمارل والكارنالايت ويوجد في منطقة البحر الميت وغور الأردن (عابد ١٩٨٢) .

تكوين الكونجلوميرات العليا:

توجد رسوبيات هذا التكوين على شكل كتل منفصلة في الجانب الشرقي لوادي عربة بالقرب من غرندل وبلغت سماكتها في جبل هارون ١٢٠م مكونة من كونجلوميرات بنية إلى حمراء وحجر رملي كونجلوميراتي مصفر اللون والمادة اللاحمة جيرية رملية (عابد ١٩٨٢) .

تكوين الشاغور:

ويتكون من الكونجلوميرات ويتبع عصر البليوسين الأعلى .

تكوين غور الكتار:

ويتكون من صخور رملية وكونجلوميرات ومارل ويتبع عصر البلايستوسين الأسفل.

تكوين أبو هابيل:

أو تكوين بازلت غور الكتار وبحصاء كفرنجة وحجر جيري كونجلوميراتي ويتكون من البازلت والكونجلوميرات ويتبع عصر البلايستوسين الأوسط.

تكوين اللسان وتكوين السمرة.

ويتكونان من مارل طري صفحي من الجبص والأرغونايت، حجر رملي ذو تطبق متقاطع ويتبعان عصر البلايستوسين الأعلى.

رسوبيات البحر الميت.

وتتكون من الكالكريت ورسوبيات الأودية والتربة وتتبع العصر الحديث.

وتجدر الاشارة إلى أن الصخر البازلتي يشكل نظاماً مائياً هاماً في الأردن ويوجد غالباً في شمال شرق الأردن حيث يمتد الطفح البازلتي من جبل العرب في سوريا في اتجاه حوض الأزرق ووادي الضليل (من حوض نهر الزرقاء) وتتميز هذه الصخور بخصائص هيدروليكية جيدة جعلتها من المصادر الهامة للمياه الجوفية ذات النوعية الجيدة في الأردن. وتتغذى هذه الطبقات المائية غالباً من مياه الأمطار الساقطة على جبل العرب في سوريا ومن مياه الفيضانات الجارية في مناطق تكشفها. وغالباً ما تشكل الصخور البازلتية نظاماً مائياً مشتركاً مع ما يدنوها من الصخور الجيرية والصوانية ويمكن القول بأن هذا النظام المائي مستغل بشكل يكاد يكون كاملاً في مناطق الأزرق والضليل والبادية الشمالية للأردن. كذلك فإن رواسب الأودية والأنهار تشكل هي الأخرى نظاماً مائياً في الأردن وتتواجد هذه الرواسب في مجاري الأودية والأنهار وأهم مناطق تواجد هذا النظام المائي وادي الأردن والأغوار الجنوبية ووادي عربة ويتميز بمعامل مخزونية ونفاذية عاليتين بشكل

عام ويتغذى في الغالب من مياه الفيضانات ومن مياه الري الزائدة ومن الطبقات المائية الصخرية المتماسكة معه عبر الفوالق الأرضية على طول وادي الأردن. وتتفاوت ملوحة المياه الجوفية كثيراً في هذا النظام حسب كمية التغذية السنوية وحسب وجود الترسبات الملحية من رواسب البحر الميت التي تتخلل رواسب الأودية.

(٣-١١) المياه الجوفية في الأردن :-

يندرج تحت هذا العنوان كميات المياه المخزونة في باطن الأرض على أعماق مختلفة لا تزيد في العادة عن ١٥٠م ومن الطبيعي أن تكون بعض هذه المياه قديمة ولا علاقة لها بالأمطار الساقطة ويطلق على المياه الجوفية في هذه الحالة بالمياه غير المتجددة (non- renewable) وهي عكس الأحواض المائية المتجددة (renewable). وحسب الأنظمة المائية الموجودة في الأردن وخصائص حركة وتغذية وتصريف المياه الجوفية فيها يمكن توزيع أحواض المياه الجوفية إلى :-

١ ـ حوض البحر الميت ويشمل :
- حوض وادي الأردن ويشمل حوض نهر اليرموك وحوض الزرقاء وحوض الضليل.
- حوض الموجب والأغوار الجنوبية.
- حوض وادي عربة الشمالي.

٢ ـ الأحواض الصحراوية وتشمل حوض الأزرق وحوض الحماد وحوض الجفر وحوض الديسي ـ وادي سرحان ـ البحر الميت.

٣ ـ حوض البحر الأحمر ويشمل حوض وادي عربة الجنوبي وحوض وادي اليتم.

ويظهر في الشكل (١-١١) أحواض المياه الجوفية الرئيسية في الأردن مع العلم أن هنالك عدة أحواض صغيرة ذات أهمية قليلة تقع ضمن الأحواض الكبيرة المذكورة أعلاه وتشكل نظم مائية مستقلة مثل حوض البقعة وحوض الكفرين وغيرها من الأحواض الصغيرة المنتشرة في المناطق المرتفعة المحاذية لوادي الأردن من الشرق. وغالباً ما يوجد أكثر من نظام مائي واحد داخل كل من هذه

الأحواض مما يجعل وضع الحدود المائية فيها عملية معقدة إلا أنه في أغلب الأحيان لا يستغل إلا النظام المائي الأقل عمقاً في معظم الأحواض وهناك خطط حالية لاستغلال أنظمة المياه الجوفية العميقة في كافة أنحاء المملكة. وتجدر الإشارة إلى أن الموازنـة المائية لأي حوض من أحواض المياه الجوفية تتضمن دراسة التغذية الطبيعية في المنطقة كتحديد كمية مياه الأمطار الساقطة سنوياً ومقدار تغذيها وكمية المياه التي يمكن استخـراجها سنوياً وكمية المياه المخزونة حتى عمق ١٥٠م من سطح الأرض. ولسهولة شرح الوضع المائي يمكن تقسيم الأردن إلى ١٤ منطقة اعتماداً على الوضع المناخي والفيزوغرافي والهيدروجيولوجي.

حوض الحماد:

يقع جزء من هذا الحوض في الشمال الشرقي من الأردن (شكل ١-١١) ويقل معـدل الأمـطار السنـوي في هذه المنـطقة عن ٥٠ ملم ويصل التبخر الجهدي السنوي من السطح إلى حوالي ٣٦٠٠ملم. ويبدو أن أهمية المياه السطحية في هذه المنطقة محدودة. وتتواجد المياه الجوفية في الجزء الغربي من المنطقة في الطبقات المائية المكونة من البازلت بينما تتواجد في الطبقات المائية المكونة من الحجر الجيري في الجزء الشرقي منها وتعتبر أعماق الحفر ومستويات المياه بشكل عام عميقة نسبياً إذ يتراوح عمق المستوى المائي ما بين ١٥٠-٢٠٠ متر تقريباً وغالباً ما تكون نوعية المياه سيئة إذ يصل مجموع المواد الصلبة غير الذائبة إلى أكثر من ٣٠٠٠ جزء في المليون. ويعتقد أن تغذية المياه الجوفية تأتي من جبل الدروز في شمال سوريا حيث يبلغ معدل سقوط الأمطار السنوي حوالي ٦٠٠ملم.

حوض الأزرق Azraq Basin

يقع هذا الحوض في الصحراء الشرقية ويبعد عن مدينة عمان حوالي ٩٠ كم شرقاً ويغطي مساحة شاسعة تقدر بحوالي ١٣٠٠كم^{2} وعدد من الجداول تصب باتجاه مركز الحوض من جميع الاتجاهات. ويبلغ معدل سقوط الأمطار السنوي فوق الحـوض حوالي ٢٠٠ ملم في الشمال والشمال الغربي وأقل من ٥٠ ملم في الجنـوب الشرقي. وتتراوح كمية التبخر من سطح الماء ما بين ٢٠٠٠ ـ ٢٢٠٠

ملم/سنة وتصل الفيضانات المحلية في المنطقة من الشمال الشرقي وتقدر بحوالي 5 MCM/year وتتجمع في مركز المنطقة لمدة تتراوح ما بين شهرين إلى ثلاثة أشهر خلال فصل الشتاء. ويبلغ مقدار تصريف نبع الدروز ونبع الشيشان في المنطقة حوالي 14 MCM/year وتعتبر الطبقات المائية الضحلة المكونة من البازلت الذي يعلو تكوين الرجام أهم الطبقات المائية في المنطقة وتوجد طبقات مائية محصورة عميقة مكـونـة من الحجر الجيري والصوان (تكوين وادي السير/عمان). وغالبية المياه الجوفية تأتيها التغذية من جبل الدروز في سوريا عبر صخور البازلت مع العلم بأن كميات قليلة تأتي من الفيضـانـات الموسمية وخاصة في الجنوب الغربي والشمال الغربي من الحوض. ويعتبر هذا الحوض المائي المغلق نموذجاً فريداً لدقة الاتزان الهيدرولوجي فيه حسب تقارير سلطة المياه ويعتبر حالياً مصدراً مائياً بالغ الأهمية حيث يزود عمان بحوالي ١٢ مليون متر مكعب سنوياً من مياه الآبار التي حضرت عام ١٩٨٢. وتجدر الإشارة إلى أن وجود مصادر ملحية في منتصف الحوض على عمق ٣٠٠ متر زاد من حساسية الحوض المائي لأي خلل في التوازن الطبيعي وقد زادت سلطة المياه اهتمامها في هذا الحوض وبوشر ببناء نموذج رياضي لهذا الحوض كما تجرى الاستعدادات لعمل دراسات جيوفيزيائية وهيدروجيولوجية مكثفة لوضع موازنة مائية دقيقة للحوض. وتقوم سلطة المياه بمراقبة نوعية المياه في هذا الحوض وصدر تقرير عن سلطة المياه عام ١٩٨٦ يفيد بأنه لم يطرأ أي تغيير ملموس خلال عام ١٩٨٦ على ملوحة مياه الآبار وبقيت خواصها الكيماوية مطابقة لمواصفات منـظمـة الصحة العالمية حيث تتراوح الملوحة ما بين ٢٥٠ - ٣٨٠ جزء بالمليون باستثنـاء بئـر رقم (١٣) إذ وصلت ملوحته إلى ٧٠٠ جزء بالمليون وعزيت هذه الزيادة إلى ظروف محلية.

منطقة وادي إدهليل (Wadi Dhuleil)

تقـع هذه المنـطقة شرقي الأردن على بعد ٤٥ كم شمال شرق مدينة عمان وتـتراوح كميات الأمطار الساقطة عليها سنوياً ما بين ١٠٠-٢٠٠ ملم. ويعتبر وادي إدهليل أهم جدول في المنطقة ويعتمد على الجريان السطحي الذي غالباً ما يتكـون خارج وادي إدهليل. وقـد تم حساب معدل الجريان السنوي في محطة

السخنة وكان 12.7 MCM ويعتقد أن 10 MCM/year من تصريف الينابيع في السخنة يأتي من طبقة ادهليل المائية. ويعتبر البازلت الذي يقع فوق تكوين عمان ووادي السير أهم الطبقات المائية في المنطقة ويعتقد أن كلتا الطبقتين المائيتين ترتبطان مع بعضهما بعضاً هيدروليكياً. ومصدر التغذية هو جبل الدروز في سوريا حيث تصل المياه بواسطة الجريان تحت السطحي عبر البازلت إلى المنطقة. وتم تقدير التغذية السنوية بحوالي 10-12 MCM/year من قبل Raikes وشركاه عام ١٩٧٣. ويبدو من خلال التقارير أن هذه المنطقة تعاني من فرط في استغلال المياه مما أثر على نوعيتها.

حوض عمان ـ الزرقاء Amman-Zerqa Basin

يعتبر هذا الحوض من أهم الأحواض المائية الموجودة في الأردن ويغطي حوالي ٨٥٠ كم٢ ويبلغ عدد القاطنين فيه حوالي ١,٣ مليون نسمة معظمهم في مدينتي عمان والزرقاء. ويعتبر وادي عمان (السيل) أهم أودية التصريف في المنطقة ويقدر جريان الفيضان السنوي في محطة السخنة بحوالي 10-15 MCM وتتراوح كميات الأمطار السنوية حوالي ١٢٥ ملم شرق الزرقاء إلى ٥٠٠ ملم قرب صويلح شمال شرقي عمان. ويوجد في هذا الحوض طبقتين مائيتين رئيسيتين وهما الطبقة المائية غير المحصورة العليا وتتكون من الرسوبيات الحديثة والصوان والحجر الجيري من تكوني عمان ووادي السير. والطبقة المائية المحصورة السفلى وتتكون من الحجر الجيري الدولوميتي (تكوين الحمّر) وتقدر التغذية بحوالي 20 MCM للطبقة المائية العليا وبحوالي 5 MCM للطبقات المائية السفلى. وتذكر تقارير سلطة المياه أن التغذية ترد إلى الحوض من مناطق الأزرق وجنوبي عمان. وقد تم دراسة التلوث الهيدروكيماوي لهذا الحوض من قبل حنانية وفياض من الجامعة الأردنية (١٩٨٥) وقارنوا في دراستهم الخواص الكيماوية لمنطقتين ذات خواص طوبوغرافية وجيولوجية ومائية متشابهة وهما منطقة عجلون ومنطقة عمان ـ الزرقاء ونتيجة الدراسة تبين أن محتوى مياه منطقة عجلون من مختلف المواد طبيعي جداً أما مياه منطقة عمان الزرقاء ـ الجوفية فتعاني من زيادة في كمية المواد ووصل تركيز المواد العضوية وغير العضوية في المنطقة الحد الأعلى لما هو مسموح به عالمياً أو أنه قد زاد عن ذلك ويعزى سبب ذلك إلى ازدحام منطقة عمان ـ الزرقاء بالسكان والمصانع مما أدى إلى شحن المنطقة

وبالتالي المياه بمواد إضافية لم تكن موجودة قبل بدء التطور السريع وكانت تشابه منطقة عجلون في خواصها الهيدروكيماوية.

منطقة اربد The Irbid Area

تقع هذه المنطقة في شمال الأردن بين جبال عجلون جنوباً ونهر اليرموك في الشمال وتضم سهول اربد وتمتد إلى المفرق وسما سدود شرقاً. وتتراوح كميات الأمطار الساقطة سنوياً ما بين ٤٠٠-٥٠٠ ملم. ويوجد عدد من الأودية تجري باتجاه نهر اليرموك وباتجاه الجزء الشمالي من وادي الأردن وتعتبر مصدراً للمياه الجوفية والسطحية في هذه المنطقة وتم اقتراح بناء سد المقارن على نهر اليرموك بسعة 200 MCM تقريباً. وتتكون الطبقة المائية الرئيسية في هذه المنطقة من الحجر الجيري الصواني لتكويني وادي السير وعمان. وهناك طبقة مائية ضحلة معلقة في تكوين الحجر الجيري (B4) وتم حفر بضعة آبار فيها لتزويد الرمثا وجوارها بالمياه. وتقدر التغذية إلى الطبقات المائية بها مجموعه 110 MCM/year تقريباً في هذه المنطقة وتعتبر أعماق الحفر ومستويات المياه الجوفية في هذه المنطقة عميقة نسبياً ويتراوح مستوى المياه ما بين ١٥٠-٣٠٠ ملم ويزداد باتجاه الشمال. مع العلم بأن مياه هذه المنطقة لا تكفي لاحتياجات السكان لذلك يتم سحب المياه من أماكن أخرى لتغطية الاحتياجات.

جرف وادي الأردن Jordan Valley Escarpment

تغطي هذه المساحة اقليم الجرف من أم قيس في الشمال وحتى جبال السلط في الجنوب. ومعظم المياه السطحية التي تجري الى وادي الأردن أصلها من هذه المنطقة وتبدأ من وادي العرب في الشمال حتى وادي حسبان في الجنوب، ويوجد عدد كبير من الينابيع في هذه المنطقة ويتراوح معدل الأمطار الساقطة سنوياً ما بين ٣٠٠-٦٠٠ ملم. وتتكون الطبقة المائية الرئيسية في الجزء الشمالي من الحجر الجيري الصواني لتكوني عمان ووادي السير وتتكون المياه الجوفية في الأجزاء الوسطى والجنوبية محلياً من تكويني الحمّر وناعور (الحجر الجيري الدولوميتي) والتي تتغذى في الغالب من الينابيع الموجودة داخل المنطقة وتقدر التغذية بحوالي 50-60

MCM وتقدر كميات المياه التي يمكن استخراجها بحوالي 30 MCM حسب الخطة الخمسية للأردن لعام ١٩٧٥ . وتعتبر هذه المنطقة من أكثر المناطق التي تتمتع بأعلى هطول في الأردن.

منطقة وادي الأردن Jordan Valley Area

تغطي هذه المنطقة مصطبة وادي نهر الأردن من بحيرة طبريا إلى البحر الميت والتلال السفلى للجرف الغربي لوادي الأردن ويعتبر جريان الجداول في نهر الأردن وتفرعاتها مصدراً للمياه السطحية لوادي الأردن والجدول التالي يبين أسماء الأودية وتصريفاتها السنوية.

اسم الوادي	جريان الفيضان السنوي	الجريان الأساسي السنوي	المجموع
وادي اليرموك	٢٥٠	٢٠٠	٤٥٠
وادي العرب	٢	٣٤	٣٦
وادي زقلاب	٢	١١	١٣
وادي الجرم	-	١٢	١٢
وادي اليابس	٠,٥	٤	٤,٥
وادي كفرنجة	٧	٦	١٣
وادي راجب	١	٣	٤
وادي الزرقاء	٣٤	٥٤	٨٨
وادي شعيب	٢	٨	١٠
وادي الكفرين	١,٥	٨	٩,٥
وادي حسبان	-	٥	٥
المجموع	٣٠٠	٣٤٥	٦٤٥

جدول (٢-١١) التصريفات السنوية بالمليون متر مكعب

يتراوح معدل سقوط الأمطار السنوي في مصطبة الوادي ما بين ١٠٠ ملم في

الجنوب إلى ٤٠٠ ملم في الشمال، وتعتبر الرسوبيات الحديثة أهم الطبقات المائية في مصطبة الوادي وكذلك تكاوين الحجر الجيري الصواني في التلال السفلى للجرف الشرقي وتقدر تغذية هذه الطبقات بحوالي ١٦٠ مليون متر مكعب في السنة ويمكن استغلال حوالي ٥٠ مليون متر مكعب في السنة من هذه المياه بسبب زيادة ملوحة المياه الجوفية كلما زاد العمق وكلما اتجهنا نحو نهر الأردن. وغالباً ما تتواجد المياه العذبة في التلال السفلى للجرف وتوجد مشكلة اقتحام المياه المالحة للمياه العذبة في هذه المنطقة وخاصة بعد أن تبين زيادة في عدد الآبار المحفورة فيها.

حوض الموجب Mujib Basin

تقع هذه المنطقة شرق البحر الميت بين مادبا في الشمال والكرك في الجنوب ومحاطة بحاجز من المياه السطحية في الشرق. ويوجد ثلاث أودية رئيسية هي زرقاء ماعين والموجب والكرك تصرف المياه من هذه المنطقة إلى البحر الميت وتقدر التصريفات السنوية لهذه الأودية بحوالي ٧٠ مليون متر مكعب. وتتراوح كميات الأمطار الساقطة سنوياً ما بين ١٠٠-٣٠٠ ملم. وتعتبر المياه الجوفية في هذه المنطقة أقل أهمية بالنسبة للمياه السطحية مع العلم أن الطبقات المائية في منطقة سواقة والقطرانة مكونة من وحدة الحجر الجيري الصواني لتكويني عمان ووادي السير وقد زاد الاهتمام بهذا الحوض لسد المتطلبات المائية لمناجم الفوسفات واستغلال الصخر الزيتي وري الأغوار الجنوبية وتعتبر هذه المنطقة أقل حظاً من الدراسة لتقدير مصادرها المائية واستغلالها للأغراض المختلفة.

منطقة الحسا The Hasa Area

تشمل هذه المنطقة ما مساحته ٢٨٣٣ كم٢ وتتضمن مناجم الفوسفات ويعتبر وادي الحسا الوادي الرئيسي داخل المنطقة. وتتراوح كميات الأمطار الساقطة عليه سنوياً ما بين ١٠٠-٣٠٠ ملم. وتتكون الطبقة المائية الرئيسية في هذه المنطقة من الحجر الجيري الصواني لتكوين عمان - وادي السير وتقدر التغذية السنوية بحوالي ٢٠-٣٠ مليون متر مكعب وتتراوح كمية المياه الممكن استغلالها ما بين ١٠-١٥

مليون متر مكعب من المياه ذات النوعية الجيدة ويتراوح عمق المستوى المائي ما بين ٣٠-١٠٠ متر ويزداد العمق كلما اتجهنا نحو الشرق. وتفتقر هذه المنطقة كسابقتها إلى الدراسة التفصيلية.

منطقة الشوبك ورأس النقب:

تشمل هذه المنطقة الجرف الممتد من الشوبك إلى رأس النقب وتمتد باتجاه الشرق إلى معان وليست هناك جداول رئيسية وتوجد بضعة ينابيع صغيرة وأكبرها نبع وادي موسى ويقدر تصريفه بمليوني متر مكعب في السنة ويقدر الجريان الأساسي في المنطقة بما مجموعه سبعة ملايين متراً مكعباً بالسنة. وتتراوح كميات الأمطار الساقطة سنوياً بأقل من ٥٠ ملم وتصل إلى ٣٥٠ ملم. وتتكون الطبقة المائية الرئيسية في المنطقة من الحجر الجيري الصواني لتكويني عمان ووادي السير وتقدر التغذية السنوية بحوالي ١٥-٢٠ مليون متر مكعب ويعتقد أنه يمكن استغلال ١٠ مليون متر مكعب من المياه وتتراوح مستويات المياه الجوفية في المنطقة ما بين ٥٠-١٠٠ متر وتزيد باتجاه الشرق وحسب تقارير سلطة المياه لعام ١٩٨٦ تم ضخ ما مجموعه ٧,٩٨٤,١٣١ م³ من مياه الآبار المحفورة في هذه المنطقة استعمل معظمها للزراعة والشرب ولوحظ هبوط في منسوب المياه الجوفية في مناطق الشوبك، إذرح والعرجا وسبب هذا الهبوط يعود إلى كثافة الضخ من الآبار ويقدر الهبوط بحوالي ٥ أمتار في فصل الصيف بينما يعود إلى منسوبه الطبيعي في فصل الشتاء وتدل نتائج مراقبة المياه في هذه المنطقة على ثبات نوعيتها وتتراوح الملوحة ما بين ٣٥٠-٧٠٠ جزء بالمليون.

منطقة العقبة Aqaba Area

تقع هذه المنطقة شرق وادي عربة وتشمل الصحراء الجنوبية من رأس النقب في الشمال إلى العقبة في الجنوب والمدورة في الشرق. ويعتبر جريان المياه السطحية في هذه المنطقة محدود والجدول الرئيسي فيها هو وادي اليتم. وتتراوح كمية الأمطار الساقطة سنوياً بأقل من ٥٠ إلى ١٠٠ ملم. وتتكون الطبقات المائية الرئيسية في الجزء الشرقي من تكاوين الحجر الرملي وفي وادي اليتم من الرسوبيات الحديثة

ويعتقد أن معدل التغذية السنوية يتراوح ما بين ٥٠-٧٠ مليون متر مكعب. وبلغت كمية الاستخراج الكلي من آبار قاع الديسي التابعة لسلطة المياه ووادي اليتم المستعملة لأغراض الشرب والصناعة بالإضافة إلى المشاريع الزراعية حوالي ٤٥٤, ١٥١, ١٠ م٣ خلال عام ١٩٨٦ وتقدر كميات المياه المستخرجة من كافة الآبار في منطقة سهل الصوان خلال عام ١٩٨٦ حوالي ١٠ مليون متر مكعب. وتتراوح نسبة الملوحة في مياه وادي اليتم ما بين ٦٠٠-٦٥٠ جزء بالمليون وهي صالحة لأغراض الشرب. وتدل نتائج مراقبة منسوب المياه في منطقة الديسي بثبات تقريبي لمنسوب المياه لا يتعدى في المنطقة ٢, ٠ ملم أما آبار وادي اليتم فيلاحظ هبوط في منسوب المياه أثناء فترة الضخ في فصل الصيف ويستمر هذا الهبوط باستمرار الضخ من الآبار ولكن في فترة التوقف عن الضخ تعود إلى وضعها الطبيعي ويبلغ أقصى هبوط في المنطقة (٦,٥٠)م خلال عام ١٩٨٦ حسب تقارير سلطة المياه.

منطقة الغور الجنوبي ووادي عربة :-

تغطي هذه المنطقة مساحة الأرض الممتدة من وادي الحسا جنوب البحر الميت في الشمال وحتى نهاية وادي عربة قرب العقبة. ويعتبر وادي الحسا جدول المياه السطحية الرئيسي في المنطقة ويبلغ معدل جريانه السنوي حوالي ٤٧,٥ مليون متر مكعب منها ٢٥ مليون متر مكعب جريان أساسي وتعتبر معظم الفيضانات في الجزء الشمالي من المنطقة فيضانات محلية. ويتراوح معدل سقوط الأمطار السنوي ما بين ٥٠-١٠٠ ملم. وغالباً ما تتكون المياه الجوفية في هذه المنطقة من الرواسب الحديثة لمصطبة الوادي وتعتبر نوعية المياه متوسطة إلى سيئة نسبياً. وتتراوح نسبة الملوحة ما بين ٥٥٠ جزء بالمليون في منطقة الصافي وتصل إلى ٢٦٠٠ جزء بالمليون في منطقة وادي موسى أما منسوب المياه الجوفية فيتراوح في منطقة فيدان ما بين ٢٣-٣٨ متر بينما يتراوح في وادي موسى ما بين ٧٠-١٢٠م.

منطقة معان ـ الجفر :-

تقع هذه المنطقة غرب الشوبك ـ رأس النقب وتشمل الجزء الشمالي من

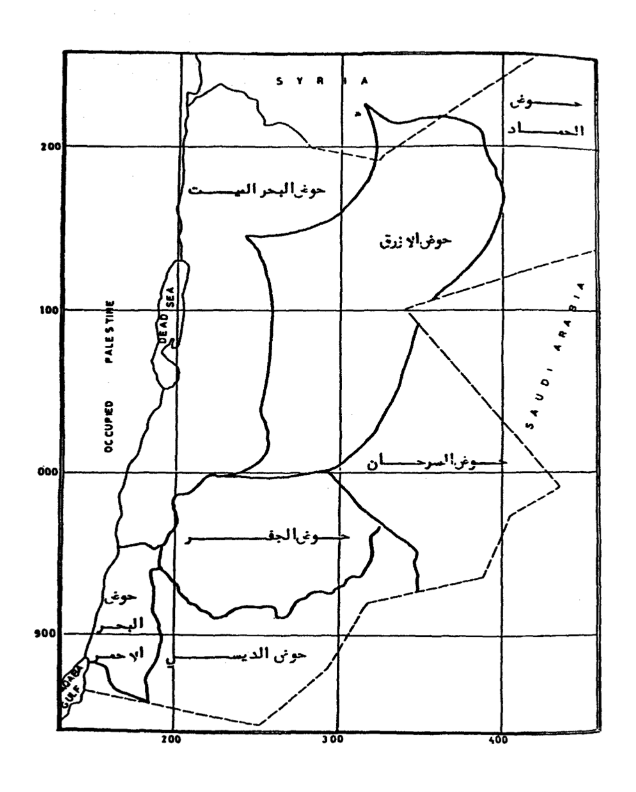
حوض الجفر وتضم مدينة معان في الجزء الغربي. ويلاحظ عدم وجود جداول رئيسية في هذه المنطقة ويعتبر وادي جردانة أهم الأودية الموجودة فيها ويبلغ معدل الأمطار الساقطة سنوياً أقل من ٥٠ ملم. وتتواجد المياه الجوفية في المنطقة ضمن طبقتين مائيتين رئيسيتين العليا مكونة من الحجر الجيري لتكوين الرجام وتقدر تغذيتها السنوية بحوالي ٦ مليون متر مكعب. والسفلى مكونة من الحجر الجيري لتكوين عمان ـ وادي السير ويعتقد أن التغذية السنوية لهذه الطبقة قليل نسبياً. وما زالت هذه المنطقة تحتاج إلى مزيد من الدراسة.

منطقة الصحراء الشرقية:ـ

تضم هذه المنطقة الصحراء الشرقية للأردن حتى الحدود السعودية ويوجد في المنطقة مكتب شرطة باير وأعداد من البدو ممن يقطنون في المناطق المجاورة. وتتراوح كميات الأمطار الساقطة سنوياً على المنطقة بما يقل عن ٥٠ ملم في الشرق إلى ١٠٠ ملم في الغرب وليس هنالك أودية تجميع رئيسية في المنطقة ويتكون الجريان السطحي من الغرب بإتجاه الشرق على شكل فيضانات محلية. وتتكون الطبقات المائية الرئيسية في هذه المنطقة من الحجر الجيري والصوان لتكويني عمان ووادي السير. ولم تتحدد بعد التغذية السنوية للطبقات المائية ويبلغ معدل العمق إلى المستوى المائي في المنطقة حوالي ١٥٠ م ويزيد باتجاه الشرق، وتبلغ ملوحة المياه الجوفية حوالي ١٠٠٠ جزء بالمليون في الجزء الغربي من المنطقة ويعتقد أنها تزداد باتجاه الشرق. ويظهر في الجدول (٢-١١) أحواض المياه الجوفية في الأردن كما وردت من سلطة المياه وكمية المياه المتاحة ونوعيتها في كل حوض ومتوسط عمق الآبار ومدى العمق إلى سطح الماء ومعدل انتاج الآبار في كل منها.

(٤-١١) مصادر المياه السطحية

تقسم مصادر المياه السطحية في الأردن إلى قسمين رئيسيين أولهما التصريف الأساسي ويأتي من تصريف المياه الجوفية عن طريق الينابيع وقد اعتبر في السابق جزءاً من المياه الجوفية. ويشكل الجريان الدائم للأودية والأنهار ويعتمد على خصائص الطبقات المائية التي تغذيه وعلى كمية التصريف ونوعيته ويتأثر مباشرة



أحواض المياه الجوفية الرئيسية في الأردن
(شكل (١-١١))

بأية تغيرات تطرأ على أنظمة المياه الجوفية المغذية له. وتكاد تكون هذه المياه مستغلة في الأردن وعليها حقوق مياه مثبتة منذ أمد بعيد. وقد تأثر تصريف كثير من الأودية ونوعية مياهها نتيجة زيادة استخراج المياه بواسطة الآبار ومن المتوقع أن يزداد هذا التأثير مع زيادة كميات الضخ من الآبار. وعندما يتصف تصريف النبع بالتذبذب الكبير في فصول السنة يتم حفر آبار بشكل متعمد لتؤثر على مثل هذه الينابيع من أجل الحصول على إنتاج شبه ثابت من المياه الجوفية ولزيادة تغذية الخزان الجوفي من مياه الأمطار. ويبلغ المعدل السنوي للتصريف الأساسي لكافة الأودية والأنهار في الأردن حوالي ٤٥٠ مليون متر مكعب منها حوالي ٢٢٠ مليون متر مكعب تأتي من نهر اليرموك ويبين الجدول (٣-١١) معدلات التصريف في أحواض المياه السطحية في الأردن المبينة في الشكل (٢-١١). وثانيهما مياه الفيضانات التي تنتج من مياه الأمطار في فصل الشتاء. وتبدو الحاجة واضحة لإقامة مشاريع خاصة لتخزين هذه المياه لوقت الحاجة وتبلغ كمية مياه الفيضان السنوية في الأردن وكافة الأودية حوالي ٣٤٠ مليون متر مكعب يأتي منها حوالي ١٨٠ مليون متر مكعب في السنة من نهر اليرموك ومعظمها يأتي من الأراضي السورية. ومن أجل الاستفادة من مياه الفيضانات فقد تم انشاء ١١ سد تخزيني على بعض الأودية والأنهار بطاقة تخزينية تبلغ حوالي ١٠٠ مليون متر مكعب وهناك خطط لإقامة مزيد من السدود تصل طاقتها التخزينية لحوالي ٣٢٠ مليون متر مكعب كما ذكرت تقارير سلطة المياه. ويعتبر سد الملك طلال أهم السدود المقامة ويقع على نهر الزرقاء وتبلغ طاقته التخزينية ٤٥ مليون متر مكعب والعمل جارٍ حالياً لتعليته بحيث تصل طاقته التخزينية إلى ٧٥ مليون متر مكعب كما يعتبر سد المقارن المقترح إنشاؤه على نهر اليرموك من أهم السدود المقترحة وتصل طاقته التخزينية إلى ٢٠٠ مليون متر مكعب.

(٥-١١) المياه المعدنية والينابيع الحارة :-

توجد الينابيع الحارة في الأردن على امتداد الحافة الشرقية والغربية لحفرة الانهدام وترافق الاندفاعات البازلتية والصدوع التي تتقاطع معها ومن هذه الينابيع مياه الحمة في مجرى نهر اليرموك ومياه زرقاء ماعين إلى الغرب من مادبا وعيون زارة

جدول الينابيع في الضفة الشرقية

الأحواض	عدد الينابيع	التصريف م³/ ساعة	التصريف م م م/ سنة	الاستعمالات ري	شرب
١ . حوض نهر الأردن الشرقي	٣٩٧	١٧٢١١	١٥١,٥	+	+
وادي الأردن	٢٠٠	٩٨٥٨	٨٧,١	+	+
اليرموك	٥٢	٣١٠١	٢٧,٢	+	+
الزرقاء	١٤٥	٤٢٥٢	٣٧,٢	+	+
٢ . حوض البحر الميت	٣٣٠	١٠٦٠٥	٩٣,٠	+	+
الأودية الجانبية	١٧٦	٥٢٤١	٤٥,٩	+	+
الموجب	١٥	١٦٨٤	١٤,٨	+	+
زرقاء ماعين	٦٣	١٩٨٠	١٧,٣	+	–
الكرك	٥٠	١٤٦٠	١٢,٨	+	+
الحسا	٢٦	٢٥٠	٢,٢	+	+
٣ . حوض وادي عربة	١٦٣	٢٣٧٤	٢٠,٩	+	+
٤ . حوض البحر الأحمر	٢٢	١٣	٠,١١	+	+
اليتم	١٦	٦	٠,٠٥	+	+
دلاغة	٦	٧	٠,٠٦	+	+
٥ . الصحراء الأردنية	٣٨	٢٠١٩	١٧,٧	+	+
الأزرق	٦	١٨٣٣	١٦,١	+	+
الجفر	٣٢	١٨٦	١,٦	+	+
٦ . المجاميع	٩٥٠	٣٢٢٣٢	٢٨٣,٢		

★ م م م = مليون متر مكعب

جدول ٣-١١

التي تبعـد ٣ كيلومتر جنوب مصب مياه ماعين في البحر الميت وعيون عفرة إلى الغرب من الطفيلة ثم بئر الشونة الشمالية الذي تفجر عام ١٩٨١ وتقع معظم ينابيع منطقة الحمة شمال نهر اليرموك في سوريا ويوجد في الأردن نبع واحد يستعمل للاستحمام وتبلغ درجة حرارة مياهه في حمة الريح حوالي ٣٤,١°م وفي حمة سلم تصل إلى ٤٨°م. ويظهر في الجدول (٤-١١) التركيب الكيماوي لمياه حمة السلم. أما حمة أبو دبلي التي تبلغ درجة حرارة مياهها حوالي ٣٥°م فتقع على بعد ٢ كيلومتر شمال شرق قرية طبقـة فحـل وعلى بعد ٣٠ كيلومترا جنوب غرب الحمة ويبين الجدول (٥-١١) بعض صفات مياهها.

المكونات		الكمية (غم/لتر)
كلوريد البوتاسيوم	Kcl	٠,٠٠٢٥
كبريتات المغنيسيوم	MgSO4	٠,٠١١٥
كلوريد الصوديوم	Nacl	٠,٥٠٢٥
كربونات الكالسيوم	CaCO3	٠,٠٠٣٥
كلوريد الكالسيوم	CaCl2	٠,٢٤٣٧
كربونات المغنيسيوم	MgCO3	٠,٠٩٠٦
كلوريد المغنيسيوم	MgCl2	٠,٠٢٣٣
سيليكا	SiO2	٠,٠١٩٧
كبريتات الكالسيوم	CaSO4	٠,١٩٥٧
بروميد الصوديوم	NaBr	

جدول (٤-١١) التركيب الكيماوي لمياه حمة السلم

(من عابد ١٩٨٢ عن Friedemann 1913)

وتوجد ينابيع ساخنة أخرى مثل نبع المخرور ويقع جنوب شرق دير دير علا وعين سويمة وتقع على بعد كيلو متر واحد شرق سويمة وتبلغ درجة حرارتها حوالي ٢٧°م ونبع مخدة المندسة الكبريتي الساخن الذي يقع جنوب غرب الكرامة عند جسر المندسة وتبلغ درجة حرارته حوالي ٣٤°م. وحمامات ماعين التي تعتبر أهم الينـابيع السـاخنـة بعد الحمة وتقع إلى الغرب من مادبا ويمكن الوصول إليها بواسطة طريق معبد ويوجد في هذه المنطقة ١٨ نبعاً حاراً وعدة ينابيع باردة وتصل

المكونات		الكمية جزء بالمليون
		ppm
كربونات	CO_3	١٤,٧
بايكربونات	HCO_3	٤٦٢,٤
كلور	Cl	٤٠٩,٠
كبريتات	SO_4	١٨٩,٣
كالسيوم	Ca	١٥٧,٥
مغنيسيوم	Mg	٥٧,٠

جدول (٥-١١) بعض مكونات حمة أبو دبلي

(من عابد ١٩٨٢ عن Bender 1974)

درجة حرارة مياه الينابيع الحارة حوالي ٦٥°م وتحتوي على كمية كبيرة من اليود والبروم إذ بلغت كمية اليود في بعض الينابيع حوالي ٤ جزء من المليون في حين بلغت كمية البروم ٣,٥ جزء من المليون ويلاحظ وجود نشاط إشعاعي لهذه الينابيع الحارة وتظهر في الجدول (٦-١١) بعض صفات مياه ماعين الحارة.

جدول ٨ ــ ٤ بعض صفات مياه ماعين الحارة حسب تناقص درجة الحرارة (١)

النشاط الإشعاعي Cpmx 10 - 7	I	Br	K	Na	Mg	Ca	SO_4	Cl	HCO_3	pH	درجة الحرارة
٣٢	–	٢,٣	٥٦,٥	٤٦٠	٢٨	١٣٣	٢٥١	٧٤١	٢٤٨	٦,٣	٦١(٢)
١٢	,٢	٢,٨	٤١	٣٢٥	٦٠	١٣٣	١٦٤	٥٦٤	٢٧٩	٦,٢	٥٤,٥
<١٨	–	٢,٣	٥٥,٥	٤٦٠	٣٥	١٣٨	٢٣٥	٧٧٥	٢٥٣	٦,٧	٤٤,٨
<١٥	<٠٠١	٢,٥	٥٣	٤٢٣	٤٣	١٦٤	٣٠٧	٦٥٨	٣١٣	٦,٥	٣٩,٦
–	,٢	٣,٤	٤٠	٣٦٥	٧٧,٧	٩٧,٢	٢٨٦	٤٨٥	٨٢	٦,٩	٣٠(٣)

جدول (٦-١١)(من عابد ١٩٨٢ بعد بندر ١٩٧٤)

وهناك مجموعة من العيون تصب في البحر الميت وتدعى عيون زارة وتقع على بعد ٣ كم جنوب مصب مياه ماعين وحرارتها أقل من حرارة مياه زرقاء ماعين ويوجد في وادي ابن حماد نبعان حاران هما حمام المغارة وتبلغ درجة حرارته حوالي ٣٤°م وعين صبيح الحديدية نصف المالحة. وتقل الينابيع الحارة وربما تنعدم على طول وادي عربة وإلى الجنوب من البحر الميت وذلك لأن النشاط البركاني الحديث غير الجانب الشرقي من حفرة الانهدام مثل حمة المالح التي تقع في الجزء الشمالي من غور الأردن الغربي وتخرج في وادي المالح وعين الفشحة جنوب أريحا ويوجد ينابيع حارة غرب البحر الميت وغرب طبريا (من عابد ١٩٨٢). وتجدر الإشارة إلى أن محاسنة ووهبة من الجامعة الأردنية قد درسوا المحتوى البكتيري لمياه عفرة المعدنية قبل حوالي عامين حيث تمت دراسة ثمان وأربعين عينة من أربعة مواقع مختلفة على امتداد ينابيع عفرة المعدنية الحارة بهدف تحديد فحواها البكتيري على مدار سنة كاملة.

وقد بينت هذه الدراسة وجود فروق ذات أهمية إحصائية بين أعداد كل من البكتيريا وبكتيريا القولون في المواقع المختلفة وامتاز الموقعان الثالث والرابع بأعداد بكتيرية أكبر منها في بقية المواقع ووصلت حدها الأعلى خلال شهري آب ١٩٨٣ وآذار ١٩٨٤ وقد بينت هذه الدراسة أيضاً قدرة البكتيريا المعزولة من مياه عفرة على انتاج المضادات الحيوية النشطة ضد بعض أنواع البكتيريا. (دراسات ١٩٨٥).

Conversion Factors :FPS to SI

	Multiply	By	To obtain
Length	ft mile	3.048×10^{-1} 1.609	m km
Area	ft^2 acre mi^2	9.290×10^{-2} 4.047×10^{3} 2.590	m^2 m^2 km^2
Volume	ft^3 U.S. gal U.K. gal ft^3 U.S. gal U.K. gal	2.832×10^{-2} 3.785×10^{-3} 4.546×10^{-3} 2.832×10 3.785 4.546	m^3 m^3 m^3 ℓ ℓ ℓ
Velocity	ft/s	3.048×10^{-1}	m/s
Acceleration	ft/s^2	3.048×10^{-1}	m/s^2
Mass	lb_m ton	4.536×10^{-1} 1.016×10^{3}	kg kg
Force and weight	lb_f	4.448	N
Pressure and stress	lb_f/ft^2 psi atm atm	4.788×10 6.895×10^{3} 1.013×10^{5} 1.013	Pa or N/m^2 Pa or N/m^2 Pa or N/m^2 bar
Work and energy	ft-lb_f calorie	1.356 4.187	J J
Mass density	lb_m/ft^3	1.602×10	kg/m^3
Weight density	lb_f/ft^3	1.571×10^{2}	N/m^3
Discharge	ft^3/s ft^3/s U.S. gal/min U.S. gal/min U.K. gal/min U.K. gal/min	2.832×10^{-2} 2.832×10 6.309×10^{-5} 6.309×10^{-2} 7.576×10^{-5} 7.576×10^{-2}	m^3/s ℓ/s m^3/s ℓ/s m^3/s ℓ/s
Hydraulic conductivity	ft/s U.S. gal/day/ft^2	3.048×10^{-1} 4.720×10^{-7}	m/s m/s
Permeability	ft^2 darcy	9.290×10^{-2} 9.870×10^{-13}	m^2 m^2
Transmissivity	ft^2/s U.S. gal/day/ft	9.290×10^{-2} 1.438×10^{-7}	m^2/s m^2/s

الوحدات المستعملة وعوامل التحويل من (freeze 1979

المراجع العربية

١ ــ أصول الهيدروليك الهندسي ج. م. داك، ترجمة المهندس الدكتور أحمد فيصل أضوي (١٩٧٧) كلية الهندسة ـ جامعة حلب.

٢ ــ تصاميم هندسة إسالة الماء. تأليف الدكتور محمد أنيس الليلة والدكتور شميم أحمد والدكتور أي. جو. مرلبروكس، ترجمة الدكتور محمد أنيس الليلة.

٣ ــ جيولوجيا الأردن. الدكتور عبد القادر عابد (١٩٨٢) منشورات مكتبة النهضة الاسلامية عمان ـ الاردن.

٤ ــ مبادىء الماء ومبادىء الجيولوجيا التطبيقية. ج. بوجومولوف (١٩٧٥). ترجمة الدكتور داود سليمان المنير. دار مير للطباعة والنشر ـ الاتحاد السوفييتي ـ موسكو.

٥ ــ مجلة دراسات صادرة عن عمادة البحث العلمي في الجامعة الأردنية ـ عمان ـ المجلد الثاني، العدد السابع ـ تموز ١٩٨٥م.

٦ ــ المياه الجوفية في الأردن. المهندس بدر حرز الله عام ١٩٨٦/سلطة المياه. بحث لم ينشر.

٧ ــ الهيدروليكا وتطبيقاتها في الهندسة المدنية (الجزء الأول). د. محمد عبد الرحمن الجنايني (١٩٨١) كلية الهندسة ـ جامعة بيروت العربية ـ منشورات الراتب للأبحاث والدراسات الجامعية.

٨ ـ تزويد مياه الشرب بدون شبكات. المهندس محمد أبو طه/سلطة المصادر الطبيعية، ورقة عمل، المؤتمر الوطني لمياه الشرب وإصحاح البيئة ٣٠ أيار ـ ١ حزيران ١٩٨٣، وزارة الصحة ـ المملكة الأردنية الهاشمية.

المراجع الأجنبية

1. Allen. JR. J.J. Cassidy (1975), Hydroglogy for Engineers and planners, IOWA State University, pres/AMES, IOWA.

2. Bhagirath lal Grupta, (1979), water resources Engineering and Hydrology, standard publishers Distributors 1705 B, NAI sarak Delhi.

3. Borchardt, J.A. Walton, G(1971) water Quality and Treatment Handbook. Mc. Graw Hill New York.

4. Bouwer (1978): Ground water Hydroiogy. Mc. Hill, Book Company New york.

5. Campbell Lehr. (1974). water well technology. Mc. Grow Hill company New york.

6. Craft, Holden, and Graves(1962) well Design Drilling and production prentiće - Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersy.

7. Davis, N. Dewiest J.J.M (1966) Hydrogeology, John willey and sons, New york

8. De wiest, J.M. (1965): Geohydrology, John willey and sons Inc New york.

9. D. Mc whorter and D.K. Sunada (1977) Groundwater Hydrology and Hydraulics, Michigan U.S.A.

10. Douglas/Gasiocet/Swaffield (1979) Fluid Mechanics Pitman.

11. Erguvanli, yuzer (1973): Yeralt, Sular, Jeolojisi (Hidrojeoloji) Istanbul.

12. Fair, G.M. Gyer, C. (1953) Water supply and waster disposals, John willey, New york.
13. Freeze, cherry (1979): Ground water, prentice Hall. Inc. Engelwood cliffs, New Jersy.
14. Gillman, S.C. (1964) Rain fall, Handbook of applied Hydrology M.C. Grow Hill Book comp. New York.
15. Har (1962) Ground water and seepage Mc Grow Hill company New York.
16. Johnson, E.E. (1966) Ground water and wells, Edward E. Johnson, Inc. Saint, Minn.
17. Linsley/Kohler/Paulhus (1975) Hydrology for Engineers. second Edition, Mc. Grow Hill Book company New york.
18. Mark J. Hammer (1977): water and waste water technology. John willey and sons, Inc. U.S.A.
19. Mehmetcik Bayazat (1979) Hidroloji. Istanbul Teknik University.
20. Musgrave. G.W. Holian, H.N. 1964. Infiltration Handbook of applied hydrology, Mc. Grow Hill Book company New york.
21. Omar M. Juda, Mohamad Abu Taha. Present and needed Information on water Resources in Jordan.
Jordan's National water symposium, 19-22 March 1978 Amman - Jordan.
22. Todd, D.K. (1959) Ground water hydrology, Mc Grow Hill comp. Inc. New york.
23. Tolman. C.F. (1937) Ground water Mc Grow Hill book company. Inc New york.
24. United Nations (1975) Ground water storage and Artificail

recharge Natural Resources/water series No. 2.

25. Veihmeyer, J.F. (1964) Evapotranspiration, hand book of applied hydrology, Mc. Grow Hill Company New york.

26. Viessman, J.R. Hammer (1985) water supply and pollution control Marper and row, publishers, New york.

27. Walton (1970) Ground water Resources Evaluation, Mc. Grow Hill Kogakusha, Ltd, Japan.

28. Wisler, C.O. Brater, E.F. (1959) Hydrology. John willey and sons, New york.

المصطلحات العلمية

غير عادي	Abnormal
مطلق	Absolute
امتصاص	Absorption
حامض	Acid
فعال، نشيط	Active
حقيقي ، فعلي	Actual
التبخر الحقيقي	Actual Evaporation
النتح ، التبخري الحقيقي	Actual Evapotraspiration
تلاصق	Adhesion
قوة التلاصق	Adhesive Force
امتزاز	Adsorption
تهوية	Aeration
ماء آكل	Aggressive Water
ماء قلوي	Alkaline Water
قلوية	Alkalinity
مدى الارتفاع	Amplitude
مماثل	Analog
غير متشابه أو متباين	Anistrapic
فراغ حلقي	Annular Space
سرعة ظاهرية	Apparent Velocity
طبقة كتيمة ، شبه منفذة ، صادة	Aquiclude

Aquifer	تكوين مائي ، طبقة مائية ، حشرج
Aquifuge	تكوين صاد، طبقة صادة
Area	منطقة ، مساحة
Arid	قاحل ، جاف
Artesian	ارتوازي
Artesian Aquifer	طبقة مائية ارتوازية
Aresian Basin	حوض ارتوازي
Artesian Condition	الظروف الارتوازية
Artesian Discharge	التصريف الارتوازي
Artesian Flow	تدفق ارتوازي ، جريان ارتوازي
Artesian ground water	المياه الجوفية الارتوازية
Artesian Spring	الينبوع الارتوازي
Artesian System	نظام ارتوازي
Artesian Water	مياه ارتوازية
Artesian Well	بئر ارتوازية
Artificial Recharge or Artificial replenishment	تغذية أو تطعيم اصطناعي
Auger	مثقب
Bailer	نازح (صمام الحفر)
Bailer Test	تجربة النزح
Barometer	البارومتر (جهاز قياس الضغط)
Barometric Efficiency	كفاءة البارومتر
Barrier boundary	الحد المانع
Base exchange	تبادل أساسي
Base flow	تدفق أو جريان أساسي
Base level	مستوى الأساس
Basin	حوض

Bore	حفيرة
Bored Well	بئر محفورة
Boundary Condition	الظروف الحدية
Buried river	بئر مدفونة (مغطاة)
Cable-Tool Drilling	الحفر بالدق، الحفر بالحبل الثاقب
Calibration Curve	منحنى المعايرة
Caliper Logging	سجل أداء الكليبر (المسماك)
Cappillarity	شعرية
Cappillary	شعرية
Cappillary Fringe	الهدب الشعرية (منطقة الماء الشعرى)
Cappillary Water	الماء الشعري
Cappillary Zone	النطاق الشعري
Cased Well	بئر مغلفة أو مبطنة
Casing	مغلف، مبطن
Cementation	السمنتة، التصلب
Centrifugal Pumps	مضخات الطرد المركزي أو النابذة
Clogging	سد، اغلاق
Coostal Aquifer	طبقة مائية ساحلية
Coefficient of permeability	معامل النفاذية
Coefficient of storage	معامل التخزين
Coefficient of Transmissibility	معامل الناقلية
Collapse	انهيار
Collector Well	بئر الجمع أو التجميع
Color Tracers	المرشدات اللونية أو الكواشف

Compaction	التماسك
Compressibility	انضغاطية
Confined Aquifer	طبقة مائية محصورة أو مضغوطة
Contamination	تلوث
Contour line	خط كنتوري أو خط تسوية
Current	تيار
Dam	سد
Darcy's Law	قانون دارسي
Depletion	استنزاف أو نضوب
Depression	انخفاض
Development	تطوير
Dimension	بعد، ابعاد
Direct	مباشر
Discharge	تصريف
Discharge Area	منطقة التصريف
Dispersion	تشتت، تبدد
Disposal Well	بالوعة، مياه قذرة
Divide	حاجز
Drain	مخرج مائي
Drainage	تصريف
Drawdown	هبوط، انخفاض
Driven well	بئر مثقوبة
Drought	جفاف
Dug well	بئر محفورة
Dupuit's Assumption	فرضية ديوبيت
Dynamic pressure	ضغط ديناميكي
Effective	فعال، نشيط

Effective porosity	مسامية فعالة
Effluent	مجرى
Electrical log	سجل الأداء الكهربائي
Encroachment	اجتياح
Equilbrium	متوازن
Equipotential Line	منحنى أو خط تساوي الجهد
Equipotential surface	سطح تساوي الجهد
Evaporation	تبخر
Evapotranspiration	نتح تبخري
Exhausion	فرط الاستغلال
Falling head	المستوى المائي المتحرك أو السمت المتحرك
Fault spring	ينبوع الفالق، ينبوع الصدع
Field Capacity	السمعة الحقلية، أو القدرة الحقلية
Filter	مصفاة، مرشح
Fissure	شق
Flow	تدفق، جريان
Flow net	شبكة جريان
Flow well	بئر تدفقية
Fluctuation	تذبذب، تغير
Fluid	مائع، سائل
Fractured	مهشم، مصدع
Free Aquifer	طبقة مائية حرة
Fresh water	ماء عذب
Fringe	هدب
Fully penetrating well	بئر كاملة

مقياس (قياس)	Gauge
الجيوحراري	Geothermal
الميل أو التدرج الجيوحراري	Geothermal gradient
ماء جذبي	Gravitational water
بئر جذبية	Gravity well
توازن المياه الجوفية	Ground water balance
موازنة المياه الجوفية	Ground water budget
حوض المياه الجوفية	Ground water basin
تطوير المياه الجوفية	Ground water development
تصريف المياه الجوفية	Ground water discharge
حاجز المياه الجوفية	Ground water divide
تدفق أو جريان المياه الجوفية	Ground water flow
علو، ارتفاع عمود الماء	Head
هيدروليكي	Hydraulic
علو هيدروليكي ، ارتفاع هيدروليكي ، شحنة هيدرولية	Hydraulic Head
ضياع العلو أو الفاقد في العلو أو فقدان العلو، . الخ	Head Loss
الحدود الهيدروليكية	Hydraulic Boundary
للوصلية الهيدروليكية	Hydraulic Conductivity
الميل الهيدروليكي ، التدرج الهيدروليكي	Hydraulic gradient
الحدود الهيدروجيولوجية	Hydrogeological Boundary
خارطة هيدروجيولوجية	Hydrogeological map
الهيدروغراف ، المخطط المائي	Hydrograph
التوازن الهيدرولوجي	Hydrologic balance
الموازنة الهيدرولوجية	Hydrologic budget
نظام هيدرولوجي	Hydrologic system

Hydrological cycle	دورة هيدرولوجية
Hydrosphere	الغلاف المائي
Hydrostatic	هيدروستاتيكي
Hydrostatic pressure	ضغط هيدروستاتيكي
Image	تخيل، تصور، صورة
Infiltration	رشح
Infiltration capacity	سعة الرشح
Infiltration coefficient	معامل الرشح
Inflow	الجريان الداخل
Injection	حقن
Injection well	بئر الحقن
Internal drainage	الصرف الداخلي
Jetted well	البئر المحفورة بالنفث
Joints	فواصل
Juvenile water	مياه الأعماق
Karst	كارست، كهيف
Karst spring	ينبوع الكارست
Lagon	بحيرة شاطئية
Lake	بحيرة
Laminar flow	جريان صفائحي أو منتظم
Land slide	انزلاق أرضي
Leak	تسرب (ماء) رشح
Leaky Aquifer	طبقة مائية راشحة
Log "log" (Diagramme Vertical)	رسم تخطيطي للحفر
Lysimeter	مرشاح ـ جهاز لقياس التسرب
Magmatic water	مياه صهارية
Manometer	جهاز قياس الضغط (المانوميتر)

Marsh	مستنقع
Mast	سارية (تستخدم في عمليات الحفر)
Matching	مطابقة ، تطابق
Matching point	نقطة التطابق
Matching process	عملية التطابق أو المطابقة
Maximum Yield	العطاء الأعظم
Meander	منعطف
Membrance	غشائي
Meniseus surface	السطح الهلالي
Mineral spring	ينبوع معدني
Minerelized water	ماء ممعدن
Moisture content	محتوى رطوبة
Moisture deficiency	نقص الرطوبة
Net draft	الاستغلال الصافي
No Equilibrium equation	معادلة غير متوازنة
Non flowing Artesian well	بئر ارتوازية غير تدفقية
Non flowing well	بئر غير تدفقية
Non steady flow	جريان غير مستقر أو غير ثابت
Non uniform flow	جريان غير منتظم
Normal Arrangment	الترتيب العادي أو الاعتيادي
Observation well	بئر المراقبة أو الملاحظة
One dimensioned flow	جريان أحادي البعد
Out flow	الجريان الخارج
Out let	مخرج - منبثق
Over draft	فرط الاستغلال
Over flow	فيض
Overpumping	فرط الضخ

Packing	تراص
Pellicular water	ماء غشائي أو قشري
Perched water	مياه معلقة
Percolation	يتخلل، تخلل
Perforation	تثقيب، تشريح
Perforated casing well	بئر ذات مواسير تغليف مشرحة أو مثقبة
Periodic spring	ينبوع موسمي
Permanent flow	جريان دائم
Permeability	نفاذية
Permeability coefficient	معامل النفاذية
Permeameter	جهاز قياس النفاذية
Phreatic	مياه الأمطار العذبة التي تنفذ إلى الباطن
Piezometer	بيزوميتر
Piezometric contour	الكنتورات البيزومترية
Pit	حفرة
Pollutant	ملوث
Polluted water	مياه ملوثة
Pollution	تلوث
Pond	بركة
Pore	فجوة، مساحة
Porosity	مسامية
Potential logging	سجل أداء الجهد
p.p.m (parts per million)	جزء من المليون
Precipitation	الساقط المائي أو الهطول
Pressure head	علو الضغط، العلو الناتج

عن الضغط

مضخة	Pump
ضخ	Pumping
مستوى الضخ	Pumping level
محطة الضخ	Pumping station
فحص الضخ ، تجربة الضخ	Pumping test
مدة الضخ	Pumping time
بئر الضخ	Pumping well
تنقية ، تصفية	Purification
بئر الجمع الشعاعي	Radial collector well
جريان شعاعي	Radial flow
نصف القطر التأثيري	Radius of influence
هطول المطر	Rainfall
شدة هطول المطر	Rainfall Intensity
قياس المطر (جهاز قياس المطر)	RAingage
مقدار التصريف أو سرعة التصريف	Rate of discharge
مقدار الجريان	Rate of flow
مقدار التسرب أو الترشيح	Rate of infiltration
نضوب أو تراجع	Recession
معامل أو ثابت النضوب	Recession Constant
منحنى النضوب	Recession curve
تطعيم ، تغذية	Recharge
منطقة التغذية أو التطعيم	Recharge Area
الحدود المغذية	Recharge boundary
سرعة التغذية	Recharge rate
بئر التغذية	Recharge well
رجوع ، عودة	Recovery

Recovery curve	منحنى الرجوع
Regime	نظام الجريان
Regulation	تنظيم
Relative evaporation	التبخر النسبي
Replenishment	تغذية ، تطعيم
Reservoir	مستودع ، خزان
Resistivity	مقاومية
Retention	الاحتفاظ ، الامساك
River	نهر
Rotary	دوراني
Run - off	جريان
Run - off coefficient	معامل الجريان
Safe yield	العطاء الآمن
Saline	مالح
Saline water	مياه مالحة
Salinity	ملوحة
Sanitary zone	نطاق الوقاية ، النطاق الصحي
Salt water encroachment	اجتياح المياه المالحة
Sea water intrusion	اقتحام مياه البحر
Sand model	نموذج رملي
Saturated flow	الجريان المشبع
Saturated thickness	السمك المشبع
Saturated zone	النطاق المشبع
Saturation	تشبع ، اشباع
Screen	مصفاة
Screened well	بئر ذات مصفاة
Secondary Porosity	مسامية ثانوية

Seepage	نز
Semiconfined Aquifer	طبقة مائية نصف محصورة
Semipermeable	نصف منفذ ، شبه منفذ
Shallow ground water	المياه الجوفية الضحلة
Shooting	صدم
Siphon	سيفون أو محس
Slotted casing	تغليف مثقب
Soft water	مياه يسرة
Soil Moisture	رطوبة التربة
Soil moisture deficti	نقص رطوبة التربة
Soil texture	نسيج التربة
Soil water	ماء التربة
Solution Opening	فتحات الإذابة
Spaces	الفراغات
Specific retention	الاحتفاظ النوعي
Specific yield	العطاء النوعي
Spray	رش ، رذ
Spreading basin	أحواض النشر أو التفييض
Spring	ينبوع
Static head	العلو الساكن
Steady flow	الجريان المستقر أو الثابت
Static level	المستوى الساكن
Steady flow	مستوى الماء المستقر أو الثابت
Storage	تخزين ، خزن
Storage capacity	سعة التخزين أو الخزن
Storage coefficient	معامل التخزين
Storativity	المخزونية
Stream flow	الجريان الانسيابي

Subsurface drainage	الصرف التحت سطحي
Subsurface water	المياه التحت سطحية
Surface flow	الجريان أو التدفق السطحي
Surface runoff	الجريان السطحي
Surging	اندفاع
Suspended water	المياه المعلقة
Temporary Hardness	العسرة المؤقتة
Three dimensional flow	جريان ثلاثي الأبعاد
Tidal amplitude	ارتفاع المد أو اتساع المد
Total dissolved solids	مجموع المواد الصلبة أو غير الذائبة
Total hardness	العسرة الكلية
Trace element	عنصر مرشد أو كاشف (اثر)
Tracer	مرشد أو كاشف
Transition zone	النطاق الانتقالي (نطاق الترانزيت)
Transmissibility	الناقلية
Transpiration	النتح
Turbulent flow	جريان مضطرب
Tow dimensional	ثنائي البعد
Unconfined Aquifer	طبقة مائية غير محصورة
Underdrainage	الصرف السفلي
Under flow	الجريان السفلي
Under ground water	المياه تحت الأرضية (تحت السطحية)
Uniform flow	الجريان المنتظم
Uniformity coefficient	معامل الانتظام
Unsaturated zone	النطاق غير المشبع
Unsteady flow	الجريان غير المستقر
Vadose water	مياه معلقة أو مياه منطقة التهوية

Viscosity	لزوجة
Void ratio	نسبة الفراغات
Volcanic water	المياه البركانية
Water bearing stratum	نظام الطبقة الحاملة للماء
Water budget	الموازنة المائية
Water leve contour	كنتورات المستوى المائي
Water potential	جهد الماء
Water requirement	الاحتياجات المائية
Water resources	المصادر المائية
Water table	طاولة المياه الجوفية
Water table fluctuation	تذبذبات منسوب المياه
Water table map	خريطة منسوب المياه
Water yield	العطاء المائي
Well development	تطوير البئر
Well efficiency	كفاءة البئر
Well hydraulics	هيدروليكية البئر
Well interference	تداخل الآبار
Well log	سجل أداء البئر أو مخطط البئر
Well spacing	المسافة بين الآبار
Well testing	فحص الآبار
Well treatment	معالجة البئر
Well yield	عطاء البئر
Withdrawal of water	سحب المياه
Yield	عطاء، انتاج
Zone of aeration	نطاق التهوية
Zone of capillary	النطاق الشعري
Zone of saturation	النطاق المشبع



دار
مجدلاوي
للنشر والتوزيع
عمان - الاردن - ص.ب ١٨٤٢٥٧
الشركة الدولية للطباعة والنشر